

***OBTENCIÓN DE PALEOESFUERZOS DEL SISTEMA DE FALLAS CAUCA - ROMERAL EN EL SECTOR  
NORTE DE LA CUENCA AMAGÁ, ENTRE LAS LOCALIDADES DE TITIRIBÍ Y QUEBRADA SINIFANÁ***

***ESNEIDER PELÁEZ ZAPATA***

***ESCUELA DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA  
UNIVERSIDAD EAFIT  
2016-I***

***OBTENCIÓN DE PALEOESFUERZOS DEL SISTEMA DE FALLAS CAUCA - ROMERAL EN EL SECTOR  
NORTE DE LA CUENCA AMAGÁ, ENTRE LAS LOCALIDADES DE TITIRIBÍ Y QUEBRADA SINIFANÁ***

***ESNEIDER PELÁEZ ZAPATA***

***Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar el título de Geólogo.***

***ASESOR:***

***Geólogo- PhD. JOSÉ FERNANDO DUQUE TRUJILLO***

***ESCUELA DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA  
UNIVERSIDAD EAFIT  
2016-I***

## CONTENIDO

1.	<b>INTRODUCCIÓN</b>	9
2.	<b>OBJETIVO GENERAL</b>	11
2.1.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS:	11
3.	<b>GENERALIDADES</b>	12
3.1.	LOCALIZACIÓN	12
3.2.	GEOLOGÍA REGIONAL	12
3.2.1.	Esquistos de Sabaletas	12
3.2.2.	Diorita de Pueblito	15
3.2.3.	Complejo Quebradagrande	16
3.2.4.	Formación Amagá	18
3.2.5.	Formación Combia	19
3.2.6.	Rocas Hipoabisales Porfídicas	21
3.3.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	21
3.3.1.	Falla San Jerónimo	24
3.3.2.	Falla Piedecuesta	24
3.3.3.	Falla Amagá	25
3.3.4.	Falla La Cascajosa	25
3.3.5.	Falla Cauca – Almaguer	25
3.3.6.	Falla Sabanalarga Este	25
3.4.	ANTECEDENTES	26
3.5.	METODOLOGÍA	26
3.5.1.	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	27
3.5.2.	FOTOINTERPRETACIÓN	27
3.5.3.	TRABAJO DE CAMPO	27
3.5.4.	PROCESAMIENTO DE DATOS	28
3.5.5.	CORRELACIÓN DE ESTRUCTURAS A NIVEL REGIONAL	28
4.	<b>MARCO TEÓRICO</b>	30
4.1.	Método de diedros rectos	30
4.2.	Análisis Dinámico Numérico “Numeric Dynamic Analysis” (NDA)	31

4.3.	Índice de esfuerzos “Stress Ratio” .....	32
4.4.	ZONA DE CIZALLA .....	33
4.4.1.	Zonas frágiles.....	33
4.4.2.	Zonas dúctiles.....	34
4.4.3.	Zonas intermedias .....	36
4.5.	INDICADORES CINEMATICOS .....	38
5.	<b>RESULTADOS</b> .....	41
5.1.	ROCAS METAMÓRFICAS.....	41
5.1.1.	Esquistos de Sabaletas (Pev) (Maya y González, 1995). ....	41
5.2.	ROCAS ÍGNEAS.....	44
5.2.1.	Complejo Quebradagrande (Kvc) (Maya y González, 1995). ....	44
5.2.2.	Rocas Hipoabisales Porfídicas (Tadh) (González, 1976).....	44
5.3.	ROCAS SEDIMENTARIAS .....	45
5.3.1.	Formación Amagá (Toi, Tom, Tos) (González, 1976) .....	45
6.	<b>ANÁLISIS DE DATOS ESTRUCTURALES</b> .....	48
7.	<b>ANÁLISIS Y DISCUSIÓN</b> .....	54
7.1.	Orientación de palo esfuerzos .....	54
7.2.	Cambio en el tensor de esfuerzos (?). ....	58
7.3.	Estilo estructural regional .....	60
8.	<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	65
9.	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	66
10.	<b>ANEXOS</b> .....	73

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Ubicación regional de la zona de estudio.....	6
<b>Figura 2.</b> Localización de la zona de estudio.....	13
<b>Figura 3.</b> Mapa geológico - regional de la zona de estudio.....	15
<b>Figura 4.</b> Localización regional del Sistema de Fallas Cauca – Romeral.....	22
<b>Figura 5.</b> Representación de diagrama de diedros rectos en un bloque diagrama.....	31
<b>Figura 6.</b> Ilustración del índice de régimen de esfuerzos ( $R'$ ) con respecto a la relación de esfuerzos $R$ .....	32
<b>Figura 7.</b> Modelo general de una zona de cizalla en la corteza terrestre.....	33
<b>Figura 8.</b> Sets de fallas o zonas de falla en regímenes frágiles.....	34
<b>Figura 9.</b> Algunas superficies de falla generadas en zonas de cizalla dúctil.....	34
<b>Figura 10.</b> Zonas de cizalla frágil- dúctil.....	36
<b>Figura 11.</b> Zonas de cizalla frágil – dúctil formadas bajo un cambio en las condiciones físicas durante el cizallamiento o por la reactivación de esta zona de falla en las cuales las condiciones iniciales de formación son muy diferentes al del último evento.....	37
<b>Figura 12.</b> Algunos tipos de falla presentes en zonas de cizalla.....	38
<b>Figura 13.</b> Planos de falla observados sobre los Esquistos Verdes del Grupo Arquía en la Q. el Guamo.....	42
<b>Figura 14.</b> Estrías de falla encontradas en Esquistos de la Q. Sabaletas.....	43
<b>Figura 15.</b> Estrías de falla determinadas en pórfido andesítico.....	46
<b>Figura 16.</b> Estructruas encontradas en las rocas del Complejo Quebradagrande.....	47

<b>Figura 17.</b> Estrías de falla determinadas en las rocas de la Formación Amagá.....	47
<b>Figura 18.</b> Diagrama de rosas para planos de diaclasas medidos en las rocas del Complejo Quebradagrande y Esquistos Verdes.....	48
<b>Figura 19.</b> Diagrama de rosas para planos de falla medidos en las diferentes unidades litológicas que conforman el área de estudio.....	49
<b>Figura 20.</b> Representación de campo de esfuerzos resultante de los análisis de estrías de falla, para cada unidad litológica.....	51
<b>Figura 21.</b> Diagramas de densidad de diedros rectos para cada unidad litológica.....	53
<b>Figura 22.</b> Representación de los tensores esfuerzos a partir de datos de estrías de falla medidos en la zona de estudio. También se representan los planos de diaclasas para diferentes estaciones, representando estas últimas estructuras en un diagrama de rosas (color rojo) Las zonas de color negro en los diagramas de diedros indican la dirección del esfuerzo compresivo. ....	55
<b>Figura 23. A:</b> Orientación de los principales esfuerzos en un régimen tectónico de rumbo, <b>B:</b> Orientación de esfuerzos para un fallamiento normal .....	56
<b>Figura 24.</b> Elipsoide de deformación para un sistema transpresivo con componente Dextral.....	57
<b>Figura 25.</b> Orientación general del sistema de diaclasas medidos en la estación “m, n, o” con su respectivo régimen de esfuerzos. Las letras corresponden a las estaciones medidas.....	57
<b>Figura 26. A:</b> Esquema de distribución de esfuerzos durante el Mioceno tardío, para los pórfidos intrusivos del área de estudio. <b>B:</b> Régimen de esfuerzos actuales que se encuentran actuando en el área de estudio y estructuras asociadas.....	59
<b>Figura 27.</b> Configuración tectónica actual de la cuenca Amagá, cuya forma presenta una inflexión ( <i>bend</i> ) hacia la izquierda.....	61
<b>Figura 28.</b> Situaciones de extensión y compresión en sistemas de fallas dextrales y sinextrales con inflexiones y saltos (Davis y Reynolds, 1996).....	62
<b>Figura 29.</b> Corte interpretativo regional de la zona de estudio.....	64

## LISTA DE ANEXOS

<b>Anexo 1.</b> Datos estructurales medidos en campo .....	69
<b>Anexo 2.</b> Corte geológico regional.....	74

## RESUMEN

El análisis e interpretación de paleoesfuerzos constituye una herramienta de gran utilidad para comprender y explicar procesos de actividad y evolución tectónica para sistemas de fallas que han presentado actividad, permitiendo la restitución de los tensores de esfuerzo que produjeron dicha actividad.

El presente trabajo se desarrolla en el sector suroccidental del Departamento de Antioquia, cerca del municipio de Titiribi y en parte de la margen oriental de la Quebrada Sinifaná. En esta zona se realizó la medición de las diferentes estructuras presentes, junto con sus indicadores cinemáticos, en las unidades litológicas que conforman el área de estudio. Los tipos de estructuras observadas en esta área fueron básicamente estrías de falla (slickensides) y diaclasas. En cuanto a las estrías de falla se caracterizó la orientación del plano que las contiene, dirección de la estría y el tipo de movimiento ocurrido; con el objetivo de aplicar el método de diedros rectos y “*Numeric Dynamic Analysis*” (NDA) con el fin de calcular la orientación de los paleo-esfuerzos principales ( $\sigma_1$ ), además de obtener la magnitud de  $\sigma_2$  para dichos esfuerzos. En el cálculo de los paleo-tensores de esfuerzos se utilizó el software Tectonis FP (Versión 1.7.7.), el cual aplica el método de diedros rectos y NDA en cada plano con estrías de falla medido y caracterizado en campo. Dando como resultado un tensor de esfuerzos común para cada unidad litológica.

Parte de los resultados obtenidos indican que las fallas presentes en la zona, estuvieron controladas posiblemente por un último movimiento producto de un eje de compresión ( $\sigma_1$ ) en sentido ENE – WSW y un eje de tensión ( $\sigma_3$ ) en dirección WNW – ESE. Adicionalmente la tendencia de los planos de falla que contienen las estrías de falla y algunas de las fracturas de diaclasamiento coinciden con las direcciones de las principales fallas que se encuentran en la zona de estudio, tales como la Falla Sabanalarga Este, Cauca – Almaguer, La Cascajosa, Amagá y Piedecuesta.

Teniendo en cuenta la configuración de los esfuerzos calculados y la tendencia de las estructuras principales definidas para la zona de estudio, en esta zona se podría definir un sistema transcurrente lateral derecho con carácter transpresivo, cuya cizalla principal actúa a lo largo del sistema de fallas Cauca–Romeral como producto de un esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) orientado ENE – WSW



## 1. INTRODUCCIÓN

La definición de paleoesfuerzos en la corteza terrestre constituye una herramienta útil para conocer y comprender la evolución tectónica en una región determinada, porque ayuda a explicar algunos fenómenos de reactivación en fallas y en algunos casos la dinámica de movimiento de estas estructuras en un periodo determinado (van Gent et al., 2009).

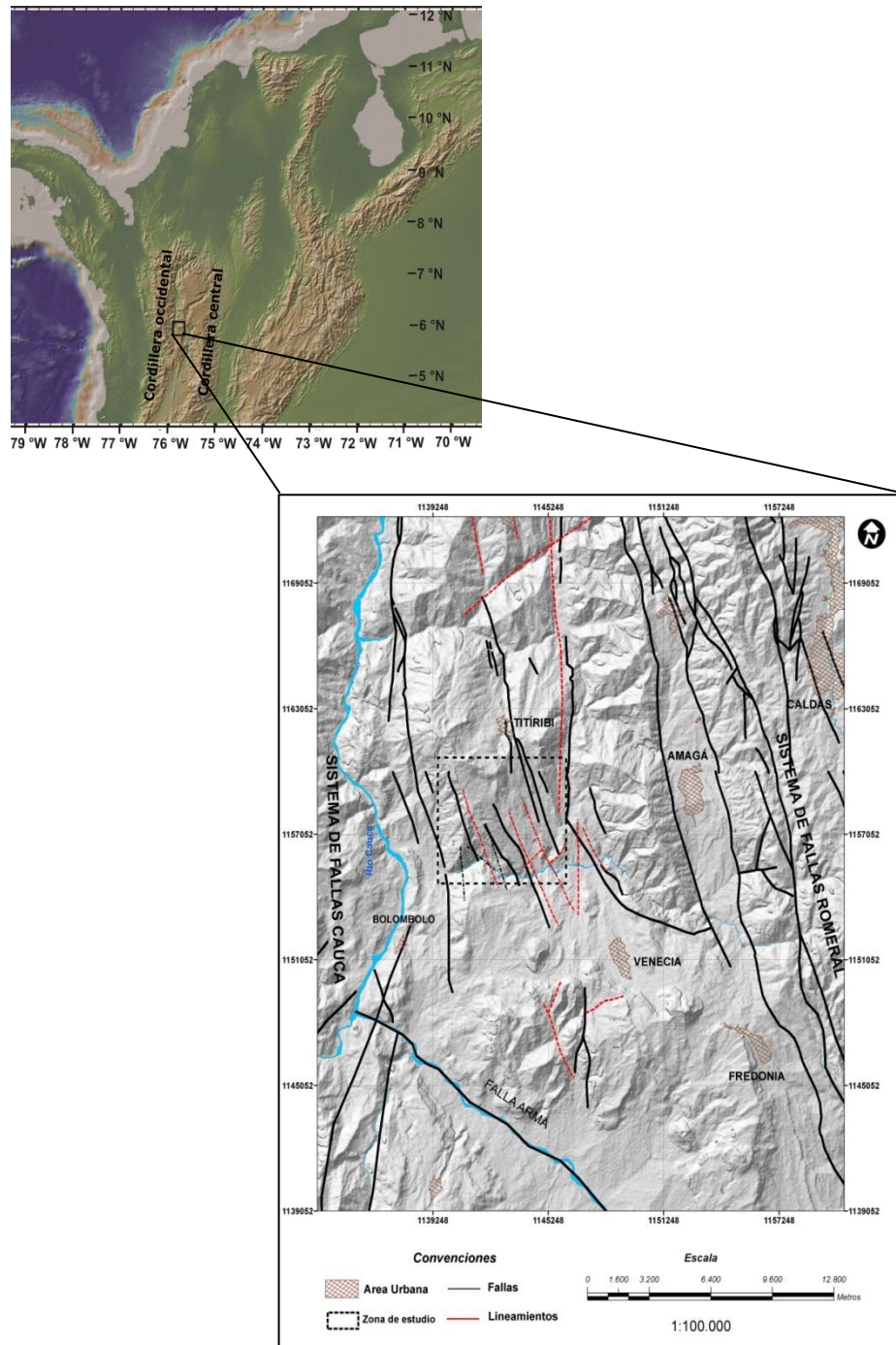
Los métodos utilizados para obtener estos campos de esfuerzos se basan en los análisis poblaciones de fallas que se encuentran activas o que llegaron a actuar en algún periodo. Comunmente se suele utilizar las orientaciones y movimientos de las fallas a partir de una medición directa, utilizando estructuras que indican cinemática (e.g. *slickensides*). A partir de esta información obtenida directamente, se aplica la teoría Andersoniana (Anderson, 1951) para estimar la orientación de los esfuerzos principales, que en parte se suelen representar gráficamente por el método de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977 en Vicente et al., 1992). Este último método se relaciona también con el cálculo de mecanismos focales a partir de terremotos.

La zona de estudio se encuentra localizada en el subsector norte de la cuenca Amagá (Figura 1). Esta cuenca se extiende aproximadamente desde el municipio de Anza en el norte hasta el sector de Irra hacia el sur (Sierra y Marín, 2011). Se han registrado en esta cuenca algunos episodios de movimiento relativos, aproximadamente hace 25 Ma, influenciados por el sistema de fallas Cauca-Romeral (Toussaint y Restrepo, 1984; Mejía, 1984), utilizando técnicas de análisis de susceptibilidad magnética (ASM), relaciones estratigráficas y petrográficas (Sierra, 1994; McDonald et al., 1995; Silva et al., 2008). Obteniendo para el caso de la técnica ASM (Sierra, 1994), por lo menos, tres tipos de movimientos relativos asociado al Sistema de Fallas Cauca – Romeral, los cuales se documentan con un poco más de detalle en el numeral 3.3 de este documento.

Por tanto, ante las técnicas que se han aplicado a esta cuenca, es necesario la implementación de otras metodologías que complementen la información acerca de esta estructura tectónica, como es el caso de los análisis de paleoesfuerzos obtenidos en este subsector de la cuenca Amagá. Los cuales se implementan en este documento, con el objetivo de determinar los tensores de esfuerzos que se encuentran actuando en esta área a partir de la medición de estrías de falla en las diferentes unidades litológicas que conforman la zona de trabajo (Figura 2).

Los resultados obtenidos en este trabajo podrían complementar información acerca de los esfuerzos a los que esta zona habría estado sometida recientemente, los cuales serían

directamente influenciados por el sistema de fallas Cauca y Romeral. Aportando una idea en cuanto al movimiento relativo que se registra en esta zona, debido a que autores como Toussaint y Restrepo (1984) han definido que las diferentes estructuras que se encuentran entre las localidades de Santa Fe de Antioquia y La Pintada, asociadas al Sistema de Fallas Cauca –Romeral, están relacionadas a un movimiento general de rumbo Sinextral.



**Figura 1.** Ubicación regional de la zona de estudio. **A:** Mapa con principales accidente geográficos al norte de Colombia (Tomado de GeoMapapp). **B:** Mapa con los principales sistemas de fallas que enmarcan la zona de estudio (El recuadro con líneas discontinuas ubica la zona de estudio, la cual se muestra en la figura 2).

## **2. OBJETIVO GENERAL:**

- Establecer y analizar los paleoesfuerzos que se registran entre las localidades de Titiribí y la Quebrada Sinifaná, a partir de la medición de estrías de falla, estructuras asociadas al sistema de fallas Cauca – Romeral.

### **2.1. OBJETIVOS ESPECIFICOS:**

- Delimitar las fallas y lineamientos que se encuentran en los alrededores de la zona de estudio a partir de fotografías aéreas e imágenes satelitales con el objetivo de observar las principales estructuras que se encuentran afectando la zona de estudio.
- Identificar y medir las estrías de fallas registradas en las diferentes unidades geológicas que hacen parte del área de estudio, para poder definir el tensor de esfuerzos que se encuentra registrado en la estructura.
- Caracterizar la cinemática de las estructuras encontradas a lo largo de la zona entre Titiribí y la Q. Sinifaná, a partir de los tensores de esfuerzos obtenidos para cada localidad de donde se tomó dato de fallamiento.

### **3. GENERALIDADES**

#### **3.1. LOCALIZACIÓN**

La zona de estudio se encuentra sobre el flanco oeste de la Cordillera Central, en el departamento de Antioquia, localizada en las inmediaciones del municipio de Titiribí y el corregimiento de Bolombolo. El área se extiende principalmente a lo largo de la vía Bolombolo – Albania, recorrido aproximadamente paralelo a la Quebrada Sinifaná. Abarcando un trayecto desde la troncal que intercepta a esta quebrada en el occidente hasta las cercanías de la localidad Puerto Escondido hacia el oriente (Figura 2). Parte de esta zona se encuentra en las planchas topográficas 166-I-B; 146-III-D, escala 1:25.000 del IGAC (1979).

#### **3.2. GEOLOGÍA REGIONAL**

Las unidades litológicas que constituyen los alrededores de la zona de estudio, se encuentran definidas por edades que abarcan desde el Paleozoico al Terciario, en las que se encuentran los Esquistos de Sabaletas pertenecientes al Complejo Arquía (Maya y González, 1995) y las rocas hipoabisales del Neógeno respectivamente (Grosse, 1926., González, 2001). Estas unidades durante su formación fueron influenciadas por los movimientos del Sistema de Fallas Cauca – Romeral, las cuales se evidencian en la mayoría de las unidades que compone la zona de estudio vestigios de deformación asociado a este Sistema de Fallas de rumbo (González, 1974; Toussaint y Restrepo, 1974, 1976; González, 1980; Orrego y Espinosa, 1989; Cediell et al., 2003; Vinasco y Cordani, 2012).

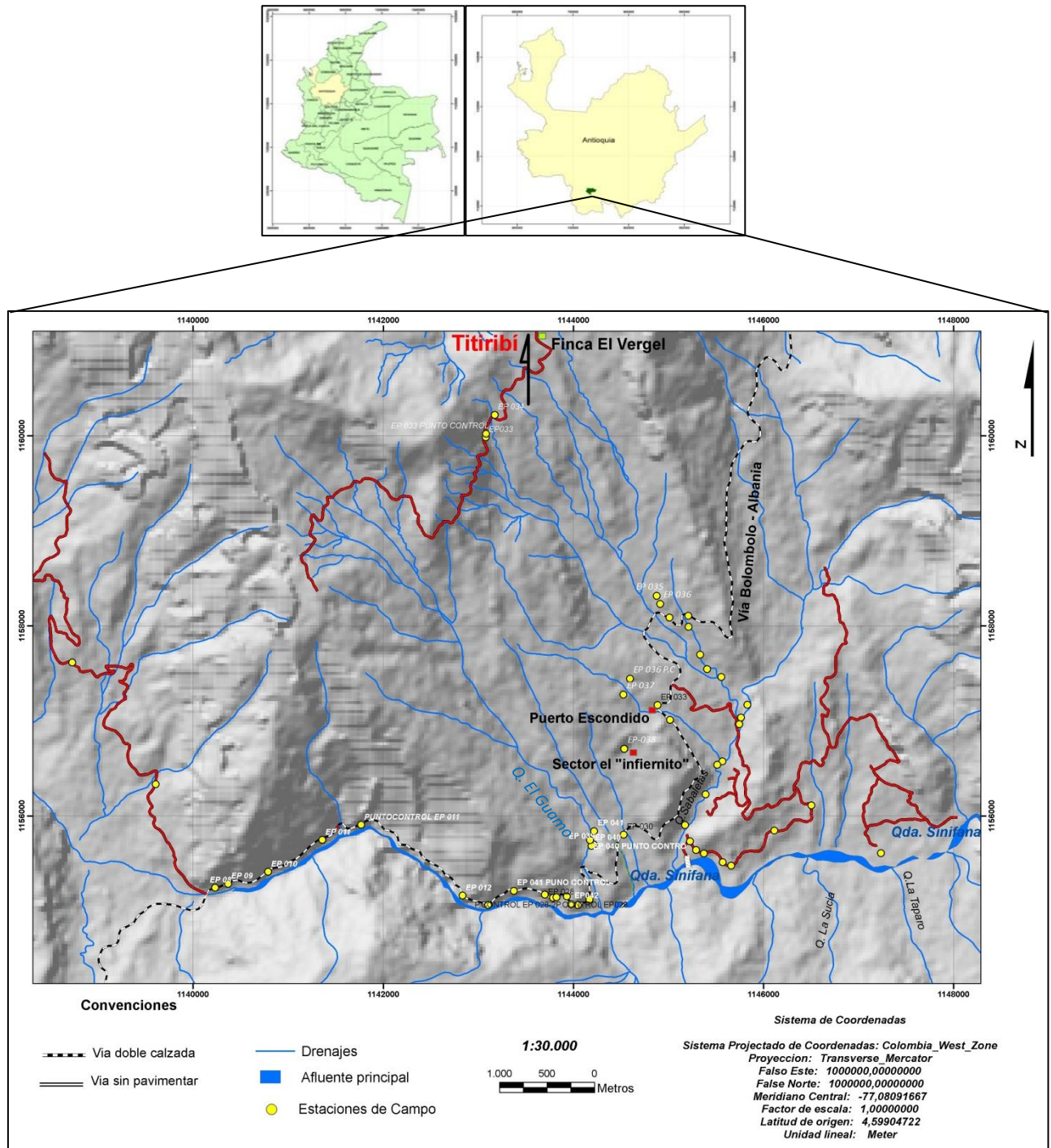
A continuación se describen las unidades geológicas que componen la zona de estudio en orden cronológico, desde la más antigua, hasta la más reciente. Las cuales fueron definidas por los siguientes autores: *Maya y González, 1995; Calle y González, 1980; González, 1976; González, 1980.*

##### **3.2.1. Esquistos de Sabaletas**

Parte de esta unidad perteneciente al Complejo Arquía (Maya y González, 1995), se encuentra limitada al Este por la Falla Cascajosa o Quirimará con la Diorita de Pueblito y al Oeste por la Falla Cauca, que la limita de la Formación Barroso (García, 2011) (Figura 3).

Estas rocas corresponden a una Formación vulcano – sedimentaria metamorfoseada bajo un régimen dinámico en facies Esquisto Verde en la zona de Biotita (García, 2011).

Están cubiertos en forma discordante por la Formación Amagá y Combia, y intruidos por las rocas hipoabisales del Neógeno (Mejía, 1984, González, 2001, Gomez et al., 2007).



**Figura 2.** Localización de la zona de estudio

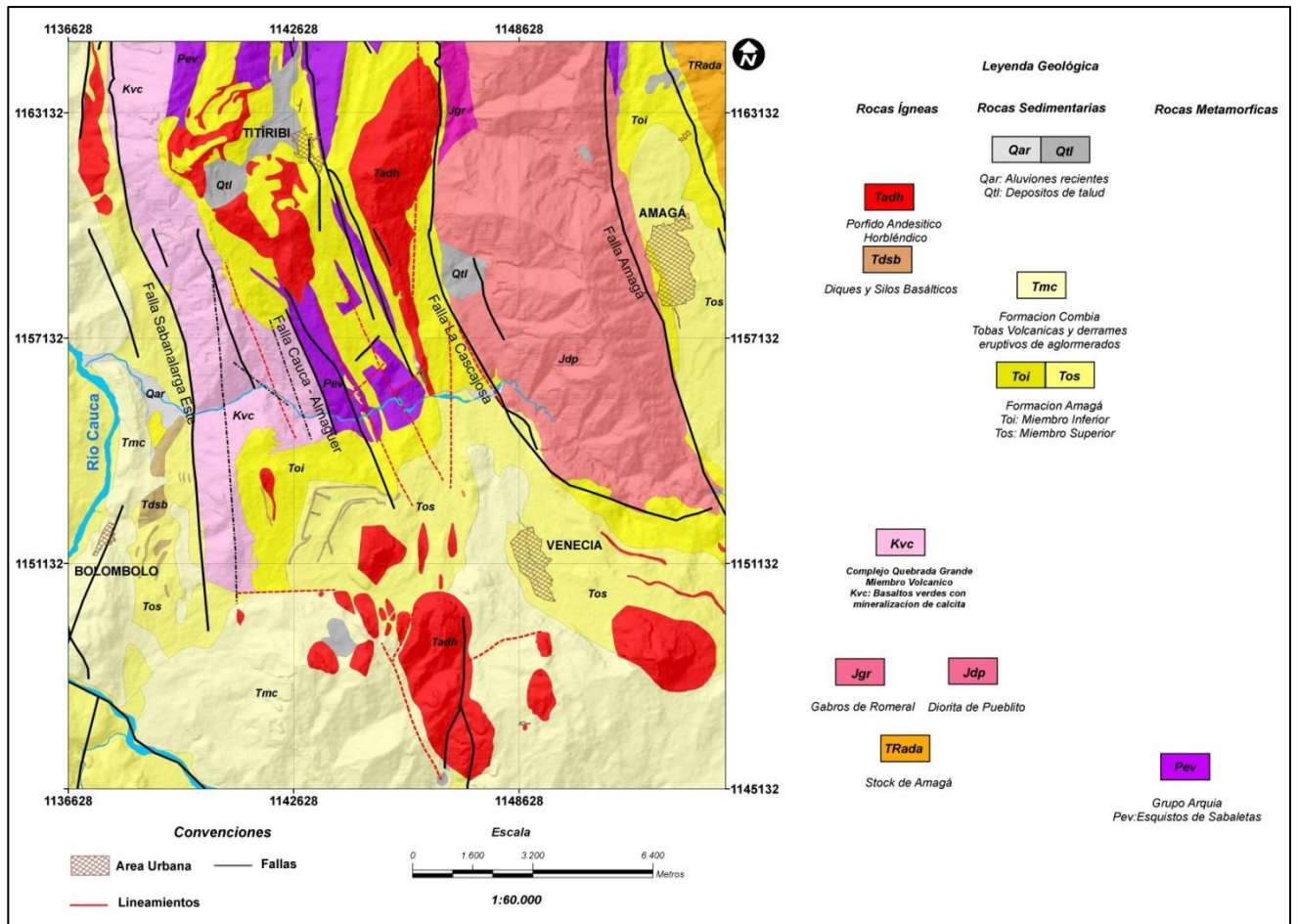
García, 2011 recopila los mecanismos de deformación de estas rocas, donde se tienen deformaciones generadas bajo un régimen dúctil y frágil, evidenciadas en estructuras tales como: micro fracturación, cataclasis, deslizamiento friccional, maclado mecánico, recristalización estática, formación de porfiroblastos e inclusiones rígidas, sombras de presión, objetos tipo *fish*, clivaje de crenulación, estructuras S/C, etc. Mencionando en general que las rocas de Sabaletas tienen características de un metamorfismo dinámico bajo condiciones dúctiles, como lo son la foliación milonítica anastomosada neocrystalizada y/o recristalizada de grano fino que rodea porfiroclastos. Este patrón anamostosado que presenta la foliación es una característica propia de las zonas de cizalla, producida por esfuerzo compresivo no homogéneo en función de la competencia de la roca.

Restrepo et al. (2008) obtuvieron una edad K – Ar de  $127 \pm 5$  Ma, y correlacionaron este cuerpo con las Anfibolitas Granatífera de Pijao con edades K/Ar en roca total de  $110 \pm 10$  (Toussaint y Restrepo, 1978) y con las Anfibolitas Granatíferas del Grupo Arquía datadas en  $110 \pm 5$  Ma con el método K/Ar en hornblenda (Toussaint y Restrepo, 1976). Posteriormente, Restrepo et al. (1991) obtiene una edad K/Ar en actinolita de  $104 \pm 5$  Ma, mientras Vinasco (2001) obtiene una edad Ar/Ar en micas de  $127 \pm 2$  Ma, interpretada como una edad próxima al evento deformacional de generación de micas. Influenciado por el sistema de Fallas Cauca – Romeral bajo una componente lateral derecha.

La edad absoluta de estas rocas no se ha podido definir, pero se infiere una edad pre – Triásica, de acuerdo a las relaciones intrusivas con el Gabro de Pueblito. De ser cierta esta relación intrusiva, la corteza oceánica protolito de Sabaletas se genera en un evento magmático anterior al que origina la Formación Barroso, posiblemente en el Paleozoico (?) y se configura como un fragmento oceánico aloctono acrecionado durante el Cretácico Superior (?) a la parte occidental de Suramérica (García, 2011).

El protolito de los Esquistos de Sabaletas se cree que provienen del metamorfismo de una corteza oceánica compuesta por rocas ígneas volcánicas y rocas vulcano-sedimentarias, posiblemente basaltos, tobas, limolitas y limolitas calcáreas. Las estructuras ígneas y sedimentarias han sido parcial a totalmente modificadas, lo cual hace difícil precisar un ambiente tectónico de formación específico, pero gracias a los datos geoquímicos se sabe, que estas provienen de un magma empobrecido tipo N-MORB, que puede generarse en ambientes de dorsal meso-oceánica o en una cuenca de retro-arco volcánico (Giraldo, 2010).





**Figura 3.** Mapa geológico - regional de la zona de estudio. Modificado de Grosse (1926).

### 3.2.2. Diorita de Pueblito

Esta unidad litológica es un cuerpo tabular de 57 km de longitud, con un ancho máximo de 5.5 km, en dirección N10W a N – S (Álvarez y González, 1978). La Diorita de Pueblito se encuentra “encajada” entre dos fajas de cuerpos metamórficos. La oriental corresponde a las Metasedimentitas de la Sinifaná (Bustamante et al., 1999) y muestra evidencias de intrusión por el Monzogranito de Amagá que tiene una edad de cristalización de  $227.6 \pm 4.5$  Ma (Vinasco, 2004). La faja occidental y más extendida pertenece a los Esquistos de Sabaletas. Estas dos últimas unidades presentan características litológicas y posición estructural similares, lo que permite sugerir que se trata de una misma unidad dentro un bloque tectónico cortado por la Diorita y rocas asociadas (Rodríguez, 2010).

La roca principal es una diorita horbléndica compuesta por uralita, diálaga y augita, los accesorios más comunes son cuarzo, magnetita, ilmenita, apatito y biotita (Álvarez y González, 1978).

A la altura de Heliconia y zonas próximas a San Jerónimo, los Esquistos de Sabaletas se cartografiaron como el anticlinorio de Quirimará que sigue por más de 20 km, con continuidad y paralelismo con la estructura del plutón y se observan remanentes de la cresta del anticlinorio sobre la Diorita de Pueblito a manera de techos colgantes (Rodríguez, 2010). Asociadas a estas geoformas se sugiere que la presencia de la Diorita de Pueblito en el momento de su emplazamiento llevo a la apertura del anticlinorio; en los Esquistos los pliegues son generalmente isoclinales subverticales a verticales con charnelas de menor desarrollo, pero en el anticlinorio de Quirimará la zona de charnela es hasta 1 km de ancha y con foliaciones subhorizontales (Rodriguez, 2010).

Edades U-Pb en circón (LA-ICP-MS) fueron obtenidas para dos muestras: una de un dique de diorita que corta los Esquistos de Sabaletas ( $236 \pm 15$  Ma); y otra en el cuerpo principal de la Diorita de Pueblito ( $231 \pm 8$  Ma, muestra VR107C) (Rodriguez, 2010). El patrón de edades relativas de ambas muestras exhibe una gran población de los 220 a los 240 Ma y picos menores que incluso llegan a Neoproterozoico. El mismo autor considera que junto a este cuerpo plutónico y otras rocas asociadas como los Esquistos de Sabaletas, el Monzogranito de Amagá, y las Metasedimentitas de la Sinifaná están en el mismo bloque tectónico, según las edades absolutas medidas en esta unidad y rocas asociadas, como también las temperaturas de cierre obtenidas en minerales de circón, anfíbol, moscovita, biotita y plagioclasas asociadas a las litologías mencionadas anteriormente.

### **3.2.3. Complejo Quebradagrande**

Grosse (1926) al ser uno de los primeros en cartografiar estas rocas, las denominó inicialmente como “Formación Porfiritica”, que corresponden a un conjunto de rocas volcánicas ácidas y básicas expuestas al Norte de Arma y al Oeste de Medellín. Posteriormente Botero (1963) le asigna el nombre de Formación Quebradagrande, donde la sección tipo aflora en la quebrada del mismo nombre (al Sur del municipio la Estrella), constituida básicamente por rocas verdes y sedimentos intercalados.

Posteriormente Maya y González (1995) proponen el nombre a esta unidad como “Complejo Quebradagrande” al conjunto de los litodemas volcánicos y sedimentarios que afloran entre las fajas metamórficas del Complejo Arquia al occidente y Cajamarca al oriente (Moreno et al., 2007).



Según González (1980) y Álvarez (1983) las rocas volcánicas presentan una afinidad oceánica de tipo Toleítico; dichas rocas son Basaltos verdes, Espilitas, Diabasas, algunas andesitas y rocas piroclásticas (aglomerados y tobas), hay algunas zonas del miembro volcánico afectado por metamorfismo de muy bajo grado de tipo prehnita-pumpellyta. Dicho grupo de rocas presenta intrusiones Cenozoicas. Es importante resaltar que la coloración de estas rocas está dada por la alteración de los minerales ultramáficos y hay una variada caracterización de texturas, que van desde macizas, afaníticas, faneríticas y porfíricas con fenocristales de plagioclasas y piroxenos. (Moreno et al., 2007).

Este complejo constituye una franja alargada y discontinua que se extiende a lo largo del flanco oeste de la cordillera central, con afloramientos desde el oriente de Pasto y Popayán al sur, hasta las inmediaciones de Santa Fe de Antioquia al norte, donde se acuña entre las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca (Buenaventura et al., 2004). En la zona de estudio este cuerpo se encuentra limitado por la falla Cauca – Almaguer, colocando en contacto los Esquistos de Sabaletas hacia el oriente y hacia el occidente se encuentra en contacto fallado con la Formación Amagá (Figura 3).

La edad de este Complejo ha sido de gran debate, asignándole una edad desde el Cretácico temprano hasta el Cretácico tardío, deducido de los fósiles hallados en el Río Arma, Campanas y Guargurubú (Botero y González, 1983). Igualmente una datación K/Ar de un basalto en la Quebrada Sinifaná arroja una edad de  $105 \pm 10$  Ma que corresponde al intervalo Barremiano – Albiano. Por tanto la edad se ha estimado básicamente de acuerdo al contenido de fauna en los estratos sedimentarios que contiene este complejo.

La génesis de esta unidad se encuentra aún bajo discusión porque presenta características estructurales complejas, las cuales se encuentran influenciadas por el Sistema de Fallas Cauca – Romeral. Impidiendo una relación directa con los cuerpos metamórficos adyacentes al occidente (Complejo Arquia) y oriente (Complejo Cajamarca). Pero Nivia et al (2006) establece la hipótesis de una cuenca intercratónica que dio origen a las rocas de este Complejo, con el inicio de un rift dando como resultado el ascenso de varios pulsos magmáticos desde Toleíticos hasta llegar a Andesíticos con afinidad Calco – Alcalina y enriquecidos en elementos litófilos (aquellos que tienen tendencia a formar silicatos por su alta afinidad con el oxígeno). Asociado a este ascenso mantélico se dio un adelgazamiento de la corteza, lo cual sería propicio para la formación de ambientes sedimentarios.

Por otro lado Toussaint (1996) plantea la idea de un origen de arco insular generado por una zona de subducción de acuerdo a los análisis geoquímicos de elementos mayores en rocas basálticas pertenecientes a esta unidad (en Dunia Consultores, 2005).

### 3.2.4. Formación Amagá

Descrita inicialmente por Grosse (1926) como el Terciario Carbonífero de Antioquia, agrupa este conjunto sedimentario en tres pisos basado en el contenido de carbón. Posteriormente Van Der Hammen (1960), la nombra como Formación Antioquia. González (1980) retoma lo propuesto por Van Der Hammen y le cambia el nombre a Formación Amagá basado en la sección tipo descrita en el municipio de Amagá, Antioquia; subdividiéndola en tres Miembros: Inferior, Medio y Superior.

Finalmente Sierra et al. (2001) subdivide la Formación Amagá en dos miembros sedimentarios, en relación a variaciones faciales y petrológicas.

*Miembro Inferior:* Esta subdividido en las unidades 1 y 2 que exhiben una asociación de facies típicas de ríos trenzados a meandricos respectivamente (Silva et al., 2008). La **unidad 1** se caracteriza por areniscas, areniscas conglomeráticas, canales amalgamados y lodolitas masivas interpretadas como facies de llanura de inundación, aunque las preservaciones morfológicas no son muy altas (Silva et al., 2008).

Para el caso de la **unidad 2** presenta asociaciones faciales de ríos meandricos con una amplia preservación de sus elementos morfológicos como canales, crevasse, llanuras de inundación y point bars; exhibiendo una mayor madurez en sus sedimentos, además presenta mantos de carbón explotables. El espesor total del miembro inferior de la Formación Amagá es de ~294 m. (Silva et al., 2008).

*Miembro Superior:* Tiene un espesor de ~228 m y se caracteriza por la ausencia de mantos explotables de carbón y se subdivide en las unidades 3 y 4, mostrando evidencias faciales de ríos meandricos y trenzados respectivamente. La **unidad 3** presenta una petrología de litoarenitas feldespáticas, wackas líticas con intercalaciones de lodolitas, evidenciando una preservación moderada de elementos geomorfológicos, mientras que la **unidad 4** es la más inmadura de todas, caracterizada por lodolitas rojas, intercalaciones de depósitos de crevasse y areniscas masivas. (Silva y Sierra, 2008).

La Formación Amagá aflora discontinuamente desde el municipio de Amagá hacia el norte hasta el municipio de Valparaíso en el sur, como también Supía y cuencas menores cerca de San Jerónimo, Sopetrán y Santa Fe de Antioquia (González, 2001) entre la cordillera Central y la Cordillera Occidental, presentando una forma alargada discontinua con dirección norte – sur (Henao, et al. 2012). En cuanto a sus límites geológicos, descansa discordante sobre el basamento metamórfico de la cordillera central y es cubierto discordantemente por sucesiones volcano-clásticas de la Formación Combia (Silva y Sierra,

2008). La Formación presenta contactos fallados con las metasedimentitas de la Sinifaná, el Complejo Arquía, el stock de Amagá, la Formación Barroso, el complejo Quebradagrande y el Complejo Cañas Gordas. Dichas unidades son consideradas un área fuente potencial de los sedimentos que componen la cuenca Amagá. (Silva y Sierra, 2008). En cuanto a la edad de depositación, Van der Hammen (1958) sugiere que el miembro inferior comenzó su sedimentación en el Oligoceno Medio y para el miembro superior, sugiere una edad de Mioceno Medio-Tardío. (Silva y Sierra, 2008).

El origen tectónico de esta cuenca es interesante porque se encuentra estrechamente relacionado con los movimientos del Sistema de Fallas Cauca – Romeral, el cual se asocia a la generación de sistemas transtensionales y transpresionales, dando como resultado la depositación de estas rocas sedimentarias en su respectiva cuenca (Silva y Sierra, 2008).

### **3.2.5. Formación Combia**

Definida por Grosse en 1926 como “Estratos Combia”, donde se describe su sección tipo en cerro Combia, esta compuesta por un conjunto de rocas principalmente volcánicas que suprayacen a la Formación Amagá (Calle y González, 1980 en López y Ramírez, 2006). Estos materiales se encuentran representando las etapas más tempranas del volcanismo Neógeno (Mioceno a Reciente) en el noroccidente colombiano (Marriner y Millward, 1984).

Posteriormente González (1980) redefinió a esta unidad como miembro volcánico y miembro volcánico sedimentario de la Formación Combia, los cuales se hacen una breve descripción a continuación:

*Miembro Volcánico:* Está compuesto por derrames basálticos mayoritariamente feldespáticos, aglomerados, brechas, tobas, areniscas tobáceas. Por otra parte, el miembro volcánico sedimentario se encuentra en discordancia erosiva con los miembros de la Formación Amagá, y presentan niveles gruesos de conglomerados mal cementados, de cantos redondeados de basaltos, andesitas, tobas y areniscas con fragmentos de la Formación Amagá (López y Ramírez, 2006).

*Miembro Volcánico – Sedimentario:* Los materiales sedimentarios contienen composiciones similares al del miembro volcánico, y también se superponen en discordancia erosiva a las rocas de la Formación Amagá (González, 1980 en López y Ramírez, 2006). La sección completa de este miembro fue descrita inicialmente por Grosse (1926) y se encuentra localizada en la Quebrada Guandala cerca de Ebéjico. Está

constituida esencialmente por niveles gruesos de conglomerados mal cementados, separados por capas finas a medias de areniscas de grano medio a fino, a veces conglomeráticas, arcillolitas cremas a rojizas y brechas sedimentarias.

Según las edades obtenidas por López y Ramírez (2006), registran que los últimos pulsos de vulcanismo de Combia hayan ocurrido hace 6 Ma, siendo correlacionables con la intrusión de los cuerpos porfídicos de Marmato y la Felisa, la unidad B del vulcanismo de Irra datada por Toro et al. (1999) en  $6.3 \pm 0.2$  Ma, y la sección Concordia, datada a través de palinología da como resultado una edad Mioceno Tardío (Pérez, 2005 en López y Ramírez, 2006).

Estos mismos autores proponen una hipótesis interesante en cuanto al origen de ambos miembros, planteando que para el miembro volcánico – sedimentario, los materiales que lo componen fueron el resultado de varias erupciones volcánicas asociadas a estratovolcanes, las cuales estuvieron enmarcadas dentro de ambientes fluviales, principalmente de ríos trenzados, que contribuyeron al retrabajamiento de los materiales volcánicos durante los periodos intereruptivos.

Para el caso del miembro volcánico se tiene un origen un poco más complejo porque se ve implicado la dinámica de movimiento del Sistema de Fallas Cauca – Romeral en la cuenca Amagá, generando esfuerzos transtensionales, dando la depositación de los sedimentos fluvio-lacustres correspondientes al miembro inferior de la Formación Amagá (Sierra et al., 2003) y algunos sedimentos retrabajados de edad Eoceno provenientes de la erosión de la cordillera central. Asociados a estos esfuerzos transtensionales se genera un adelgazamiento cortical provocando un vulcanismo explosivo, producto de la laminación cortical asociada a fallas profundas y a un proceso de subducción localizado al occidente, que favoreció el avance de la placa subducida y la consecuente migración hacia al oriente del eje de magmatismo, permitiendo el emplazamiento de magmas procedentes del manto en niveles corticales (López y Ramírez, 2006).

Ante estos primeros vestigios de vulcanismo, se originaría más tarde los materiales volcánicos de la Formación Combia, debido a la inversión de esfuerzos transpresivos en la cuenca Amagá, que favoreció el ascenso de los magmas toelíticos emplazados durante la delaminación cortical a través de las estructuras de debilidad pre – existentes (e.g. fallas) y las características de estas erupciones corresponden a derrames basálticos interestratificados con materiales piroclásticos (López y Ramírez, 2006).

### 3.2.6. Rocas Hipoabisales Porfídicas

Inicialmente descritas por Grosse (1926) en el Departamento de Antioquia, considera a estas rocas como cuellos volcánicos que suministraron el material piroclástico de la Formación Combia, las cuales corresponden en parte a las geoformas que sobresalen sobre el relieve del área de la cuenca Amagá, como el Cerro Tusa, Cerro El Sillón y Cerro Corcovado. Estos cuerpos muestran una orientación en sentido NNW a NNE (López y Ramírez, 2006).

Parte de esta unidad se encuentra distribuida entre las zonas de Titiribí – Angelópolis, al norte y la Pintada – Valparaíso – Caramanta al sur. Inclusive Grosse (1926) cartografió estos cuerpos al sur del Departamento de Antioquia, lo largo de la depresión del Cauca, con ellos están relacionadas las mineralizaciones de Au – Ag de importancia económica, como los de Marmato, Supía y Riosucio hacia el Departamento de Caldas (González, 2001).

La edad de estas rocas corresponden al Mioceno tardío según dataciones K/Ar realizadas en varios cuerpos intrusivos como el de Marmato ( $6.3 \pm 0.7$  Ma; Restrepo et al., 1981) y la Felisa ( $7.1 \pm 0.1$  Ma;  $6.8 \pm 0.3$  Ma; González, 1976). También las dataciones realizadas por Maya (1992) en las diabasas de la Popala (9.5 Ma), Restrepo et al. (1981) en el latibasalto El Cangrejo ( $9 \pm 1$  Ma), y Jaramillo (1978), MacDonald (1980) y Toro (2006) en el Cerro el Corcovado, han obtenido edades entre los 10,6 y 8 Ma (en López y Ramírez, 2006).

## 3.3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

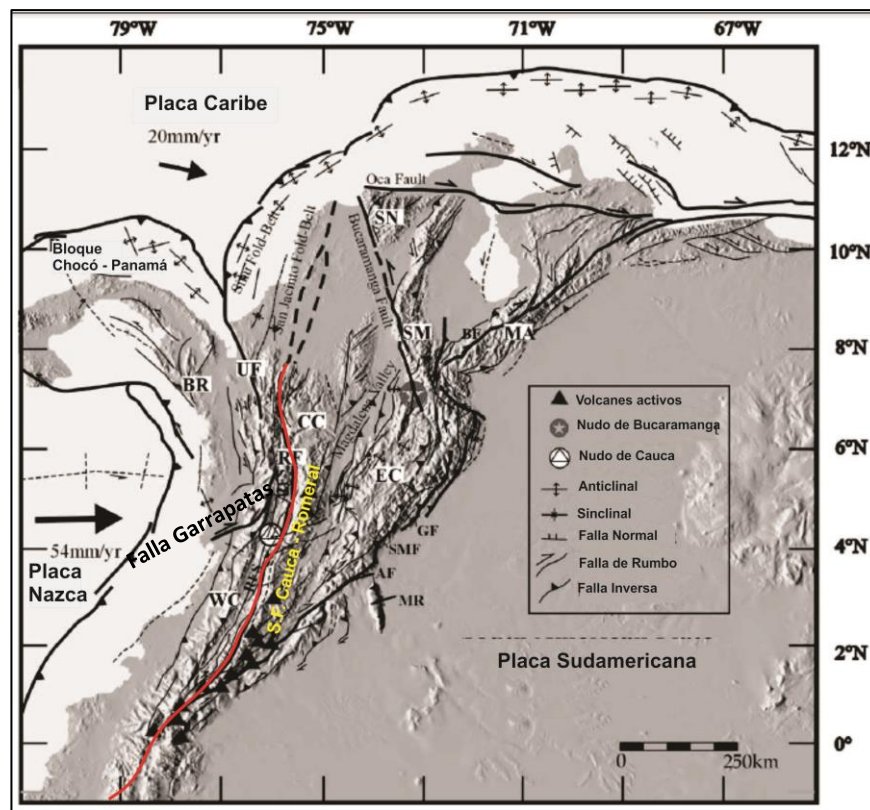
La zona de estudio se enmarca dentro un complejo sistema estructural, definido por el Sistema de Fallas de Cauca – Romeral (Toussaint y Restrepo, 1984; Mejía, 1984), el cual es descrito de esta manera porque ambos sistemas comparten una historia similar en el Oligoceno – Mioceno y post – Plioceno (Calle y González, 1980).

Se extiende a lo largo de todo el territorio colombiano desde el norte del Departamento de Córdoba hasta el suroeste del Ecuador (Figura 4), cambiando allí de nombre a Zona de Falla Guayaquil – Dolores – Romeral (Barrero et al., 1969; Butterlin, 1972 en Toussaint y Restrepo, 1974) o Peltetec – Protovelo según Cedié et al. (2003). Este último autor define a este sistema de fallas como Romeral – Peltetec, con una longitud de más de 1000 km, conteniendo bloques tectónicos altamente deformados y fragmentados, interpretado como una posible zona de *mélange*. Debido a la gran longitud de este sistema, su comportamiento varía a lo largo de su trazado, presentado hacia el sur un movimiento

dextral y hacia el norte un comportamiento sinextral, asociado al movimiento de la placa Nazca y convergencia del Bloque Chocó - Panamá hacia el norte en sentido SE (Paris, 2000).

Las unidades litológicas que se encuentran afectadas dentro este Sistema se asocian a eventos de subducción y obducción, debido al límite continental y oceánico que marca esta estructura, la cual tuvo lugar el emplazamiento de algunas ofiolitas cretáceas en el sector occidental de la cordillera central (Restrepo y Toussaint, 1974; Chicangana, 2005; Marín y Vinasco, 2012). Cediél et al. (2003); Chicangana (2005); McDonald et al. (1995); Kellog et al. (1983) han demostrado que este sistema de fallas se caracteriza por presentar una componente de rumbo por los esfuerzos asociados a los diversos eventos deformacionales que caracterizan la formación de los Andes del norte durante la Orogenia Andina.

Este Sistema a nivel regional se define como una zona de sutura porque se encuentra delimitando terrenos de dominio oceánico y continental, donde a través de perfiles geofísicos, estudios de gravedad y gradientes de velocidades sísmicas registran la ausencia de basamento continental hacia el occidente de este sistema de fallas (Toussaint y Restrepo, 1984; Cediél et al., 2003; Paris y Romero, 1993).



**Figura 4.** Localización regional del Sistema de Fallas Cauca – Romeral. BR: Serranía de Baudo; WC: Cordillera Occidental; CC: Cordillera Central; EC: Cordillera Oriental; UF: Falla Uramita; BF: Falla Boconó; SM: Serranía de la Macarena; SN: Sierra Nevada (Modificado de Cortés y Angelier, 2005). 22

A este sistema de fallas se le atribuyen por lo menos 7 episodios de movimiento (Kellog et al., 1983; Sierra et al., 1995; Sierra et al., 2012; Vinasco y Cordani, 2012) registrados desde el Triásico – Jurásico Inferior, los cuales se mencionan a continuación:

- Triásico – Jurásico Inferior: Vinasco y Cordani (2012) datan esquistos cuarzo sericiticos pertenecientes al Complejo Arquía cerca de la localidad de Abejorral, registrando edades “Plateau” de  $189 \pm 9$  Ma y  $214 \pm 9$  Ma, en las cuales las relacionan con el evento intrusivo syn-tectónico de las rocas maficas Triásicas (e.g. Diorita de Pueblito), sobre las rocas metasedimentarias del complejo Arquia bajo un movimiento sinextral.
- Cretacico Superior: Dataciones directas por medio de  $Ar_{39} - Ar_{40}$  en micas neoformadas sobre bandas miloniticas y edades K - Ar en gabros hidrotermalizados pertenecientes a las rocas del Complejo Quebradagrande, registran un evento térmico relacionado con la reactivación de este Sistema de Fallas. Provocando un carácter dextral transpresivo, asociado a la acreción de la placa Caribe en dirección NE hacia la margen noroccidental de Suramerica (Vinasco y Cordani, 2012).
- Oligoceno – Mioceno: En el límite Oligoceno – Mioceno se habían dado esfuerzos transtensionales con movimientos lateral derecho del Sistema de Fallas Romeral, dando como resultado la formación de cuencas pull-apart (e.g. Irra, Amagá y Qunchia) a lo largo de la depresión del Cauca, en las cuales se depositaron algunas secuencias sedimentarias (e.g. Formación Amagá) (López y Ramírez, 2006).
- Mioceno Tardío: Análisis en los sedimentos de la Cuenca de Irra por medio de Análisis de Susceptibilidad Magnética (ASM) evidencian la permanencia del mismo movimiento, lateral derecho (Sierra et al., 2012).
- Plioceno – Pleistoceno: Asociado al choque temprano del bloque Chocó durante el Mioceno medio a lo largo de la cuenca del Atrato, se dio la reactivación de estructuras preexistentes como el Sistema de Fallas Romeral, para el cual durante este periodo se invirtieron los esfuerzos generando una componente sinextral (Sierra, 1994; MacDonald et al., 1996).
- Pleistoceno tardío: Durante esta época se presentó un movimiento lateral derecho, evidenciado en la cuenca de Irra donde pliegues remanentes fueron rotados  $\sim 20^\circ$  en sentido de las manecillas del reloj (Sierra et al., 2012).

- Holoceno: Según registros de microsismicidad reportados por Hutchings et al., (1981) se evidencia un movimiento lateral izquierdo, para este periodo (en Sierra et al., 2012).

Las principales fallas que se encuentran dominando sobre la zona de estudio asociado a este sistema presentan una dirección general en sentido N – S a NNW – SSE, resultado de la configuración tectónica actual (Figura 3). El límite oriental del Sistema de Fallas Cauca – Romeral, está marcado por la Falla San Jerónimo (González, 1974 en Dunia Consultores, 2005), separando rocas metamórficas de edad Precámbrica y Paleozoica del Complejo Cajamarca de las rocas de edad Paleozoica y Mesozoica del Complejo Arquía y Quebradagrande en el bloque oeste de la falla. En cuanto al límite occidental de este sistema, en la zona de estudio corresponde a la Falla Sabanalarga Este, la cual marca el límite entre las rocas del Complejo Quebradagrande al E y Formación Amagá al W.

A continuación se describen las características principales de las fallas que hacen parte de la zona de estudio:

### **3.3.1. Falla San Jerónimo**

Como se mencionó anteriormente, esta falla marca el límite Oriental de este Sistema y tiene dirección subparalela a la falla Romeral, alcanzándose a entrecruzar en la zona de Santa Fe de Antioquia como una sola estructura con dirección N25W (Mejía, 1984). Cartografiada inicialmente por Grosse (1926), la considera como una falla inversa con buzamiento hacia al este y con grandes desplazamientos verticales. Pero González (1978) la define como una falla de rumbo por su extendida longitud y continuidad, sin precisar su movimiento relativo (Dunia Consultores, 2005).

### **3.3.2. Falla Piedecuesta**

Mejía et al., (1988) en Ramírez et al., (2012) describe esta estructura de tipo inverso, buzando el este con un rumbo aproximado de N30W en el sector oriental de la zona de estudio y pone en contacto las rocas de la Formación Amagá con la Sedimentitas de la Sinifaná (Figura 3). Hacia el extremo norte limita con las rocas del Complejo Quebragrande y las Sedimentitas de este mismo Complejo.



### **3.3.3. Falla Amagá**

Es una falla con dirección NW, cartografiada con una longitud de 47 km (Ingeominas, 2009). Según las relaciones cartográficas presenta una componente inversa. Pone en contacto las rocas de la Fm. Amagá y la Diorita de Pueblito dentro la zona de estudio (Figura 3).

### **3.3.4. Falla La Cascajosa**

Falla con aparente componente inverso según las relaciones observadas en la plancha 166 – Jericó (Ingeominas, 2009). Se extiende a lo largo de 43 km en sentido NNW-SSE, donde pone en contacto la Diorita de Pueblito y Formación Amagá en el sector sur de la zona de estudio. Hacia el sector norte pone en contacto los Esquistos Verdes del Complejo Cajamarca y la Diorita de Pueblito.

### **3.3.5. Falla Cauca – Almaguer**

Es una falla inversa con aparente componente sinextral, que desplaza el pluton de Sabanalarga, por más de 25 km, al norte con respecto al área de estudio. Sus expresiones geomorfológicas son boquerones, valles angostos y segmentos rectos de corrientes (incluyendo el Río Cauca). Al oeste de esta estructura se encuentran las rocas verdes cretáceas (Complejo Quebradagrande), mientras que al este se hallan los Esquistos Verdes (Complejo Arquía), neises y rocas graníticas, que muestran en mayor o menor medida efectos dinámicos (Chica et al., 2003).

### **3.3.6. Falla Sabanalarga Este**

Esta falla está compuesta por dos trazas: Sabanalarga Oeste, la cual es la más larga y notable, y Sabanalarga Este, la cual se encuentra en el sector occidental de la zona de estudio (Figura 3), marcando el contacto entre las rocas de la Formación Amagá y el Complejo Quebradagrande. Tiene una longitud aproximada de 90 km, extendiéndose desde el norte de Liborina hasta el valle superior del río San Agustín, en los límites del

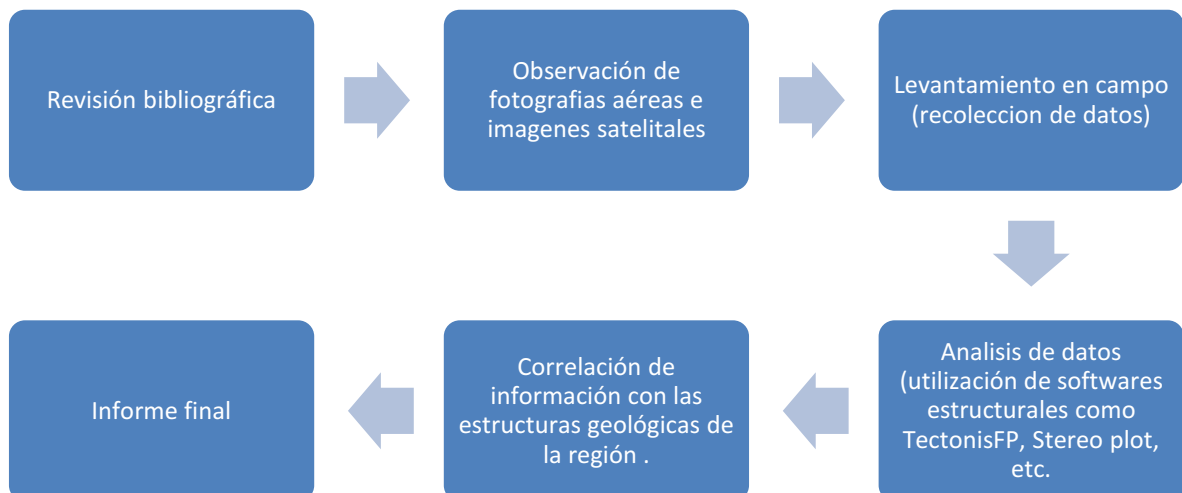
departamento de Antioquia y Córdoba. Estas fallas presentan una orientación general Norte-Sur, con una componente inversa buzando 70° al este (Montes et al., 1999).

### 3.4. ANTECEDENTES

El Sistema de Fallas Cauca-Romeral ha sido objeto de estudio por varios autores donde buscan explicar su comportamiento durante la evolución geológica de Colombia y cuales han sido sus movimientos relativos. Fue inicialmente descrito por Grosse (1926) donde la define como una falla inversa de alto ángulo con tendencia NNW sobre el sector norte de la cuenca Amagá. Posteriormente diversos autores han mostrado el comportamiento de esta falla a nivel local y regional donde ha tenido una importante influencia en la evolución tectónica tanto del norte de los andes como en Colombia. La **Tabla 1** resume la lista de los principales autores que han trabajado sobre este sistema de fallas.

### 3.5. METODOLOGÍA

La metodología realizada en este trabajo se presenta de manera resumida en el siguiente diagrama de flujo:



### 3.5.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se reunió la bibliografía acerca de la geología de la zona de estudio, en la que se recopiló la información acerca de los principales sistemas de fallas que dominan la región y cómo fue su evolución en el tiempo geológico. También se consultó teoría de la temática a trabajar.

### 3.5.2. FOTOINTERPRETACIÓN

Durante este proceso se realizó una observación y análisis de fotografías aéreas e imágenes de elevación digital (DEM) que conforman a la zona de estudio, en las cuales se delimitó las fallas y lineamientos que hacen parte de este sector.

Las fotografías aéreas correspondientes para la zona de trabajo son las siguientes:

**Tabla 1.** Información de las fotografías aéreas observadas.

Sobre 1	Sobre 2
<b>N° Vuelo:</b> M-1051 <b>Sobre:</b> S - 678 <b>Año:</b> 1961 <b>Escala:</b> 1:50.000 <b>Cuadrángulo:</b> H7 – I7 – J7 (60/70)	<b>N° Vuelo:</b> C - 1723 <b>Sobre:</b> S - 28603 <b>Año:</b> 1977 <b>Escala:</b> 1:55.000 <b>Cuadrángulo:</b> J7 (70/80)

Para la obtención de las imágenes de elevación digital (DEM) se utilizó el software GeoMapApp versión 3.4.1, el cual permite delimitar la zona de trabajo de interés y descargar el modelo de elevación.

### 3.5.3. TRABAJO DE CAMPO.

Se realizaron aproximadamente 14 días de campo, en los cuales se delimitó e identificó las diferentes unidades litológicas y las estructuras presentes en la zona de estudio. La escala de levantamiento se hizo en 1:25.000, la misma presente en las planchas topográficas 166-I-B y 146-III-D (IGAC, 1979), donde se marcaban los contactos entre unidades litológicas y la medición de estructuras tanto como de estrías de falla, diaclasas y foliación en las estaciones de interés.

Dentro las estructuras encontradas, las cuales mostraron evidencia de fallamiento fueron básicamente las siguientes:

- Escarpes de falla.
- Estrías de falla (*Slickensides*).
- Diaclasas.

La mayoría de estas estructuras fueron medidas en campo macroscópicamente.

#### 3.5.4. PROCESAMIENTO DE DATOS

Finalmente en esta parte se recopiló los datos tomados en campo mediante la utilización de planillas en excel, con el objetivo de que estos datos sean procesados de una manera más organizada en los siguientes *software* estructurales:

- TectonisFP versión 1.7.7.
- Dips versión 5.0.
- Stereo 32 versión 1.0.1

Sobre las planchas topográficas se demarco las estructuras levantadas en campo para la construcción de un mapa estructural.

#### 3.5.5. CORRELACIÓN DE ESTRUCTURAS A NIVEL REGIONAL

Se hizo una relación de las estructuras analizadas dentro del área de estudio con los sistemas de fallas regionales Piedecuesta, Amagá, La Cascajosa y Sabanalarga que dominan en los alrededores de la zona de estudio para observar como es el control de estas fallas sobre las estructuras analizadas en este trabajo.

**Tabla 2.** Autores principales que han trabajado sobre este sistema de fallas.

<b>Autor</b>	<b>Año</b>	<b>Título</b>
<i>Grosse, E.</i>	1926	El Terciario carbonífero de Antioquia, en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaojal: Berlin, Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), 361 p.
<i>Campbell, C.J., y Velasco, G.</i>	1965	The Geology and Oil prospects of the Cauca Basin, Colombia. Sinclair and BP Colombian Inc. International report.
<i>González, H.</i>	1977	Conceptos de Metamorfismo dinámico y su aplicación a la zona de Falla Romeral. Ingeominas. Medellín. 27 pp.
<i>Kellog, J.N., Godley, V.M., Ropain, C.A. y Bermúdez, A.</i>	1983	Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America. 10a. Conferencia Geológica del Caribe, Memorias, 18-31. Cartagena.
<i>McCourt, W.J., y Aspden, J.A.</i>	1984	A plate tectonic model for the Phanerozoic evolution of Central and Southern Colombia: 10 th Caribbean Geological Conference, Ingeominas, p. 38-47.
<i>McCourt, W.J., y Millward, D.</i>	1984	Fallas principales de acreción de las placas en el Valle del Cauca, suroccidente de Colombia: IV Congreso Colombiano de Geología. Cali, 7p.
<i>Toussaint, J.F., Restrepo, J.J.</i>	1984	Fallamientos superpuestos del Sistema Cauca - Romeral (S.L.) en los alrededores de Medellín (Flanco Noroccidental de la Cordillera Central de Colombia). Memorias I Conferencia de riesgos geológicos en el Valle de Aburrá, Medellín.
<i>Page, W.</i>	1986	Geología sísmica y sismicidad del Noreste de Colombia. Medellín, 313 pp.
<i>Parra, L.N. (Compilador)</i>	1990	Coloquio sobre el Sistema Cauca - Romeral. Boletín Ciencias de la Tierra, Nro 9, Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 155 - 158, pp.
<i>Paris, G., Romero, J.A.</i>	1993	Fallas Activas en Colombia. Boletín Geológico. Vol 34, N° 2-3. Bogotá, 53 pp.
<i>Alfonso, C.A., Sacks, P.E., Secor, D.T., Rine, J., y Perez, V., 1994.</i>	1994	A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin Colombian Andes: Journal of South American Earth Science, v.7, p. 387-402.
<i>Sierra, G.M.</i>	1994	Structural and Sedimentary evolution of the Irra Basin, Northern Colombia Andes. M.sc. Thesis, State University of New York, Binghamton, 102p.

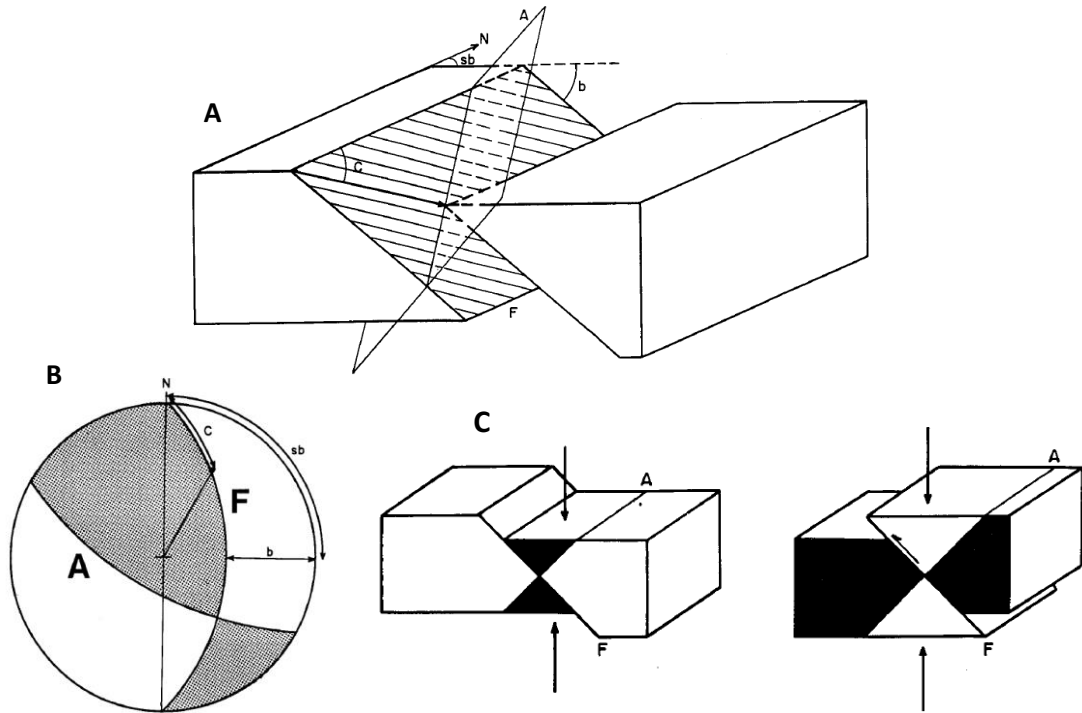
<i>Ego, F., Sébrier, M. y Yepes, H.</i>	1995	Is the Cauca - Patia and Romeral Fault System Left or Rightlateral? Geophysical Research Letters, 22(1): 33-36.
<i>Sierra, G.M., MacDonald, W., y Estrada J.J.</i>	1995	Young rotations inferred from paleomagnetic evidence in late Tertiary strata: slip reversals along the Romeral Strike-Slip fault zone, Northern Andes. En Estados Unidos Eos, Transactions, American Geophysical Union ISSN: 0096-3941.
<i>MacDonald, W.D., Estrada, J.J., Sierra, G.M., González, H.</i>	1996	Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes: Tectonophysics. Vol.261, pp. 277 – 289.
<i>Naranjo, J.L.</i>	2001	Modelo de evolución morfotectónica del Sistema de Fallas de Romeral entre Pereira (Risaralda) y Filadelfia (Caldas). Memorias VIII Congreso colombiano de geología y V Conferencia colombiana de Geología Ambiental, Manizales - Colombia.
<i>Chicangana, G.</i>	2005	The romeral fault system: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in northwestern south America: Earth Sciences Research Journal. Vol.9, No.1, pp. 51 – 66.
<i>Vinasco, C. y Cordani, H.</i>	2012	Episodios de reactivación del sistema de fallas Romeral en la parte noroccidental de los andes centrales de Colombia a través de los resultados $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ y K-Ar.

#### 4. MARCO TEÓRICO

A continuación se recopila parte de la información necesaria para la construcción de los paleoesfuerzos analizados en el área de estudio, como el método de diedros rectos y el análisis numérico dinámico (NDA), los cuales se explican a continuación. También se mencionan algunos conceptos de zonas de cizalla.

##### 4.1. Método de diedros rectos

La utilización de este método ha tenido gran aceptación para los análisis poblaciones de falla porque constituye una forma visual para la representación de los distintos esfuerzos aplicados a una estructura geológica, como en fallas, principalmente. La construcción de estos diagramas se representan en la Figura 5, en la cual consiste en la representación del plano de falla (F), junto a un plano auxiliar (A) que es perpendicular a la dirección de movimiento de la estructura, que puede ser indicada por una estría de falla. Esta proyección ortogonal entre los planos divide el espacio en cuatro cuadrantes (Figura 5.)



**Figura 5.** Representación de diagrama de diedros rectos en un bloque diagrama (A) y proyección estereográfica (B) (Red de Wulff). (C) Diedros rectos para una falla normal e inversa. F: Plano de falla. A: Plano auxiliar perpendicular a F y estría de falla. **sb**: Sentido del buzamiento de la falla. **b**: Buzamiento de la falla. **c**: cabeceo de la estría sobre el plano de falla (Vicente et al., 1992).

Dependiendo del movimiento que se esté proyectando, cada cuadrante representa un esfuerzo distensivo y uno compresivo, que para el caso de la figura anterior, la región sombreada representa compresión y el área en blanco tensión. Esta proyección es muy similar a la utilizada en mecanismos focales para sismos (Vicente et al., 1992).

#### 4.2. Análisis Dinámico Numérico “Numeric Dynamic Analysis” (NDA)

Este método consiste básicamente en calcular la orientación de los ejes de compresión y tensión, expresados como  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  respectivamente para cada plano de falla, asumiendo una arbitraria magnitud de esfuerzo de cizalla a lo largo de cada plano, dando como resultado un tensor de esfuerzos (Allmendinger et al., 1989). El cálculo de este tensor de esfuerzos resulta de la suma de los tensores que compone a cada estría de falla para una localidad respectiva, dividido por el tensor de esfuerzos general que produce cada “set” (Rosenau, 2004).

### 4.3. Índice de esfuerzos “Stress Ratio”

El índice de esfuerzos expresa la magnitud de  $\sigma_2$ , con respecto a las magnitudes de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  (ecuación 1). Utilizando este índice se puede expresar numéricamente los regímenes de esfuerzos a que se encuentra influenciada una región o localidad, por medio del **índice de régimen de esfuerzos (R’)**, el cual se expresa de la siguiente manera:

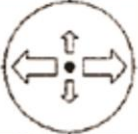
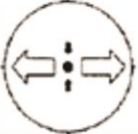






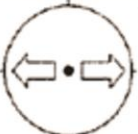





$R' = R$ , para regímenes de fallamiento normal

$R' = (2 - R)$ , para regímenes de fallamiento de rumbo

$R' = (2 + R)$ , para regímenes de fallamiento inverso

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad \text{ecuacion 1}$$

El índice  $R'$  es conveniente para definir el promedio regional de régimen de esfuerzos desde una serie de individuales tensores de esfuerzos para un área dada. Estos valores pueden ir desde 0.0 hasta 3.0 (Figura 6).

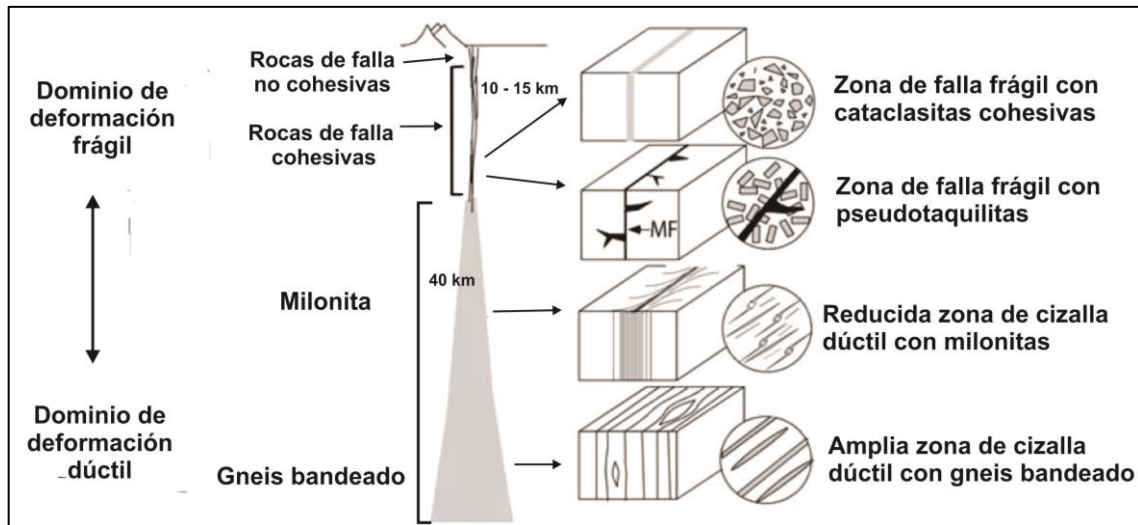
Tipo tensor de esfuerzos	EXTENSIVO				LATERAL				COMPRESIVO				
Símbolos de esfuerzos													
													
Índice esfuerzos R	0.0	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.50	0.25	0.0	0.25	0.50	0.75	1.00
Régimen de esfuerzos	EXTENSIVO RADIAL		EXTENSIVO TOTAL		TRANSTENSIVO		TOTAL LATERAL		TRANSPRESIVO		TOTAL COMPRESIVO		COMPRESIVO RADIAL
Índice esfuerzos R'	0.25		0.50	0.75	1.00	1.25	1.50	1.75	2.00	2.25	2.50	2.75	3.00
Determinación de R'	R' = R				R' = 2 - R				R' = 2 + R				

**Figura 6.** Ilustración del índice de régimen de esfuerzos (R') con respecto a la relación de esfuerzos R. Las flechas indican la orientación de los principales ejes de esfuerzos y su magnitud mediante el tamaño de estas. Flechas negras: esfuerzo compresional. Flechas blancas: esfuerzos distensivos (Modificado de Delvaux et al., 1997).



#### 4.4. ZONA DE CIZALLA

Este término en general se refiere a una zona tabular de deformación en la corteza terrestre generada bajo condiciones frágiles o dúctiles. Los mecanismos de deformación que operan dentro una zona de cizalla dependen de la mineralogía y textura de la roca afectada, como también las condiciones físicas que prevalecieron durante la formación (Figura 7) (Davis y Reynolds, 1996). Estas condiciones de deformación se pueden subdividir en tres tipos generales:

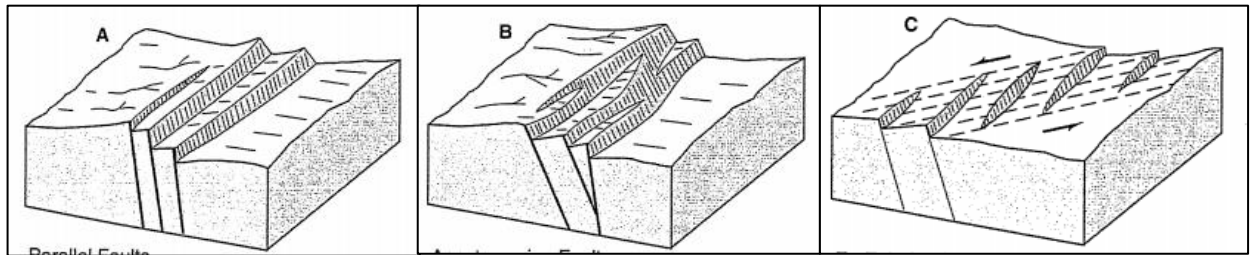


**Figura 7.** Modelo general de una zona de cizalla en la corteza terrestre (Modificado Passchier y Trouw, 2005).

##### 4.4.1. Zonas frágiles

Estas zonas se forman en las partes superficiales de la corteza, generalmente hasta los 10-15 km de profundidad, donde la deformación es dominada por mecanismos frágiles, tal como el fallamiento y fracturamiento (Figura 7). Estas zonas están marcadas por el gouge de falla, diaclasas, fracturas subsidiarias, rocas de falla en las series de cataclasitas y brechas (Tabla 3).

El predominio de fallamiento y fracturamiento en zonas de cizalla bajo condiciones frágiles resultan en discontinuas márgenes abruptas que se truncan y marcan desplazamientos. En relación con las fallas que se generan bajo estos regímenes se tienen sets de subzonas de mayor o menor grado de deformación, subparalelas a oblicuas entre sí, resultando en una morfología anamostosada (Figura 8).

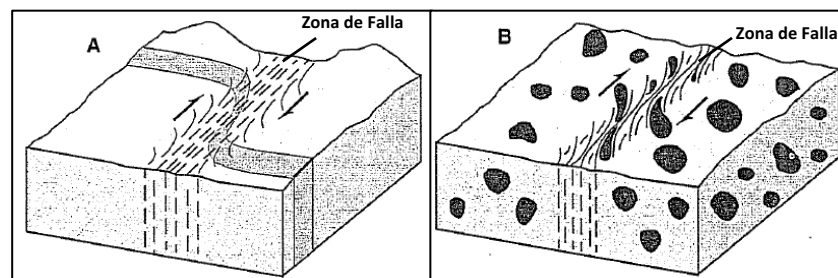


**Figura 8.** Sets de fallas o zonas de falla en regímenes frágiles: (A) Paralelo, (B) Anamostosado, (C) En echelon. (Davis y Reynolds, 1996).

#### 4.4.2. Zonas dúctiles

Una zona de cizalla dúctil está caracterizada por formar rocas bajo una alta deformación, en el cual se ve implicado un mecanismo de deformación plástica a semiplástica en profundidades entre 15- 40 km (Figura 7). Generalmente esta zona se encuentra en la corteza media e inferior (Davis y Reynolds, 1996). Bajo estos regímenes se desarrollan un amplio rango de rocas que se esperarían encontrar en esta parte de la corteza, tales como gneisses, esquistos, mármoles, anfibolitas, granulitas, migmatitas, intrusiones ígneas, pegmatitas y rocas maficas – ultramáficas. Hay que tener en cuenta que hay rocas que se forman en los niveles superficiales de la corteza y poseen un carácter dúctil tales como: yeso, sal y algunas rocas arcillosas. Las rocas formadas bajo este tipo de régimen suelen conformar el grupo de las milonitas (Tabla 4).

Las superficies de falla que se generan bajo estas condiciones, comúnmente no disponen de una superficie de quiebre o rompimiento (Figura 9A). A diferencia de las zonas frágiles, los cuerpos rocosos no poseen una traslación diferencial, solo se deforman bajo un mecanismo dúctil (Figura 9B) (David y Reynolds, 1996).



**Figura 9.** Algunas superficies de falla generadas en zonas de cizalla dúctil. (A): Capa continua bajo una zona de cizalla con movimiento dextral. (B): Zona de cizalla cortando rocas plutónicas con una fábrica isotrópica inicial (Davis y Reynolds, 1996). El movimiento presente en este modelo es dextral.

Tabla 3. Rocas de falla en régimen frágil (Davis y Reynolds, 1996).

<b>Series de las Brechas</b>	
<p><i>Rocas de régimen frágil caracterizadas por clastos angulosos sobre una matriz fina. Generalmente no se encuentra orientación preferencial de los clastos. Estas rocas no son cohesivas y compactas, exceptuando cuando están silificadas o mineralizadas. Se clasifican según el tamaño de grano.</i></p>	
Megabrecha	Tamaño de clasto > 0.5 mm
Brecha	Tamaño de clasto > 1 mm < 0.5 mm
Microbrecha	Tamaño de clasto > 0.1 mm < 1 mm
Gouge	Tamaño de clasto < 0.1 mm
<b>Series de las Cataclasitas</b>	
<p><i>Rocas caracterizadas por clastos angulosos sobre una matriz fina y generalmente no hay orientación preferencial de los clastos. Las rocas de esta serie son cohesivas. Existen dos tipos de roca y se clasifican con respecto al tamaño.</i></p>	
Cataclasita	Tamaño de clasto > 0.1 mm < 10 mm
Ultracataclasita	Tamaño de clasto < 0.1 mm
<b>Pseudotaquilita</b>	
<p><i>A diferencia de las brechas y cataclasitas, este tipo de roca es formada por el calentamiento friccional, no por fracturamiento y pulverización. Esta roca por lo general es oscura, con un tamaño de grano fino y presenta una matriz vítrea.</i></p>	

Tabla 4. Rocas de falla en régimen dúctil (Davis y Reynolds, 1996).

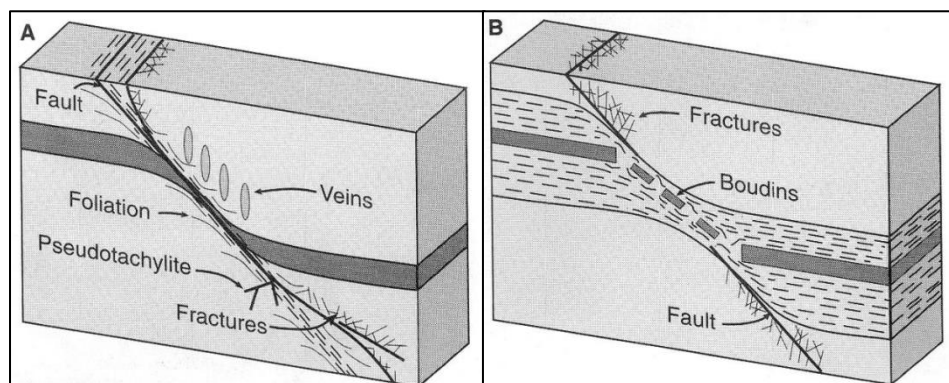
<b>Series de las milonitas</b>	
<p><i>Las rocas de la serie milonítica son cohesivas y foliadas, se desarrollan en régimen dúctil e incluyen a las protomilonitas, milonitas y ultramilonitas.</i></p>	
<b>Protomilonitas</b>	Contienen 50% de matriz con un tamaño de grano > 50 $\mu$ m.
<b>Milonitas</b>	Contienen un % de matriz entre 50 – 90 % con un tamaño de grano < 50 $\mu$ m. Estas rocas forman estructuras S-C.
<b>Ultramilonitas</b>	Representan el caso extremo de deformación y los planos S se hacen paralelos a la fábrica C, dando lugar a una foliación milonítica S-C'. Contiene una matriz > 90% con un tamaño de grano < 10 $\mu$ m

#### 4.4.3. Zonas intermedias

Muchas zonas de cizalla tienen características intermedias entre un régimen dúctil y frágil. El carácter dúctil vs frágil puede cambiar a lo largo de una zona de cizalla al encontrarse con rocas de propiedades mecánicas diferentes. Algunas de estas rocas afectadas pueden responder bajo condiciones frágiles, mientras otras responden por una condición dúctil, es decir, una zona de cizalla puede operar bajo cambios progresivos de condiciones físicas desde dúctil a frágil (e.g. una progresiva exhumación acompañada por un descenso en la temperatura y presión) (David y Reynolds, 1996).

En muchas de estas zonas se pueden presentar evidencias de deformación por mecanismos frágiles y dúctiles. Tal caso, es el de esperar a encontrar un conjunto de rocas que contienen el mismo tipo de fábrica tectónica, por ejemplo una foliación milonítica y algunas lineaciones, pero esta fábrica puede desarrollarse solo en algunas fases mineralógicas de la roca o en rocas que sean más fácil de deformar dentro una secuencia litológica (Davis y Reynolds, 1996). Ante este estilo de deformación se pueden encontrar estructuras como boudines y porfiroclastos presentado minerales con un comportamiento frágil, a comparación de la matriz que los contiene, la cual presenta un comportamiento un poco más dúctil.

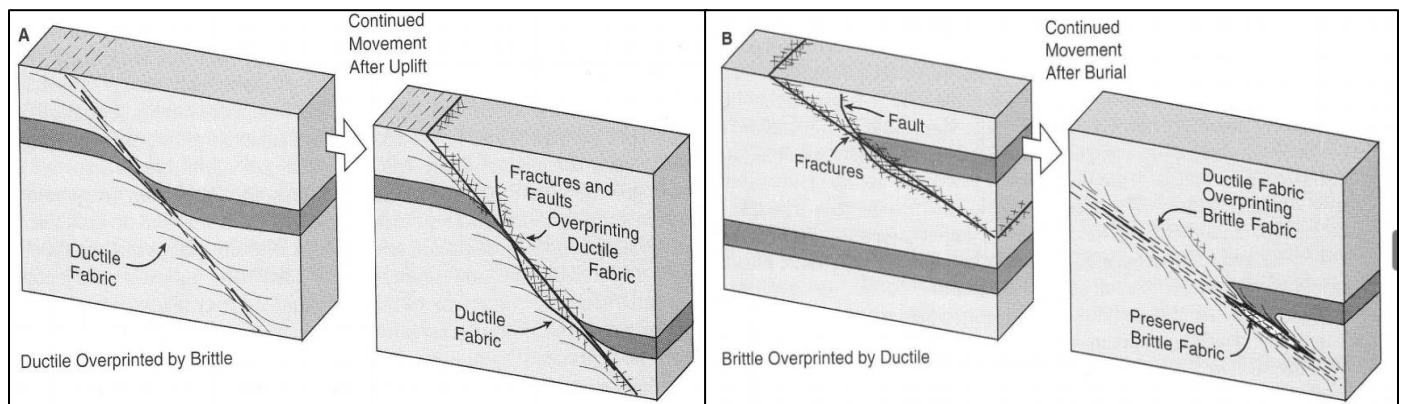
Muchas zonas que se forman al mismo tiempo ante una deformación frágil-dúctil, requieren del aumento de la temperatura, presión, tasa de deformación, cementación y fluidos disponibles. Parte de esto ocurre porque los diferentes mecanismos de deformación se superponen apreciablemente en las condiciones físicas bajo las cuales estas operaron. Inclusive en rocas con una mineralogía homogénea, como mármoles o cuarcitas, se puede encontrar granos deformados por diferentes mecanismos (Figura 10A) (Davis y Reynolds, 1996).



**Figura 10.** Zonas de cizalla frágil – dúctil. (A): Deformación producida bajo las mismas condiciones de fragilidad, ductilidad y semifragilidad. (B): Respuesta a deformación en rocas con distinta reología (Davis y Reynolds, 1996).

Las rocas que contienen minerales heterogéneos, pueden deformarse cada uno por mecanismos diferentes, e incluso bajo las mismas condiciones físicas. Por ejemplo en un mármol que contiene calcita y dolomita, la calcita podría comportarse dúctilmente a temperaturas en las cuales la dolomita se encuentra bajo un estado frágil, por tanto la deformación a esta temperatura producirá una roca con granos de dolomita fracturados sobre una matriz de calcita formada bajo un flujo dúctil. Este caso puede ser análogo a una zona de cizalla en la cual se encuentre afectando una secuencia de rocas litológicamente heterogéneas, la cual puede contener boudines de una dureza mayor con respecto a la matriz que la rodea (Figura 10B) (Davis y Reynolds, 1996).

Por último es importante mencionar que bajo este carácter frágil-dúctil en una zona de cizalla las condiciones físicas de deformación pueden cambiar sistemáticamente, tal es el caso de una zona de falla formada bajo un mismo set de condiciones que puede cambiar a otras respuestas de deformación ante una reactivación, en donde estructuras tales como las fracturas se superponen sobre una fábrica dúctil (Figura 11A). El caso contrario sería que las condiciones cambien de frágiles a dúctiles, donde las estructuras frágiles son superpuestas por una fábrica dúctil y se da la formación de algunos minerales metamórficos (Figura 11B) (Davis y Reynolds, 1996).

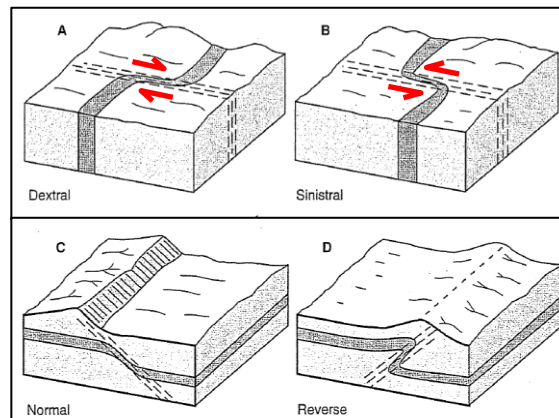


**Figura 11.** Zonas de cizalla frágil – dúctil formadas bajo un cambio en las condiciones físicas durante el cizallamiento o por la reactivación de esta zona de falla en las cuales las condiciones iniciales de formación son muy diferentes al del último evento. (A): Deformación dúctil sobreimpuesta por una fábrica frágil. (B): Deformación frágil sobreimpuesta por una fábrica dúctil (Modificada de Davis y Reynolds, 1996).

#### 4.5. INDICADORES CINEMATICO

En las zonas de cizalla dependiendo del régimen tectónico se pueden generar fallas de tipo normal, inverso, cabalgante, oblicuo y de rumbo (Figura 11). Dentro el contexto de este estudio, el Sistema de Fallas Cauca – Romeral presenta una componente de rumbo “*strike slip faults*”, que por definición son estructuras donde el vector de desplazamiento es paralelo a la dirección del plano de falla y típicamente suelen tener altos ángulos (Fossen, 2010). Sobre este tipo de estructuras se presentan dos movimientos comunes: Sinextral (lateral izquierdo) – Dextral (lateral derecho) e idealmente no presentan movimiento vertical entre sus planos de superficie (Figura 12).

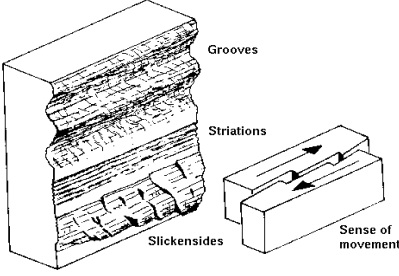
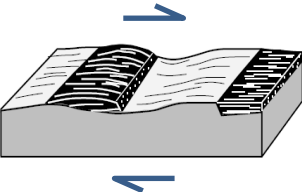
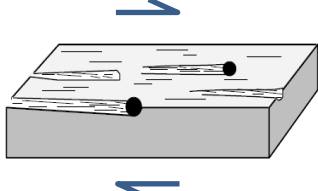
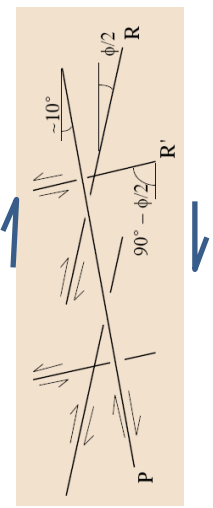
Para identificar o determinar el sentido de movimiento entre dos bloques rocosos separados por zonas de cizalla, es necesario contar con herramientas y evidencias que nos permitan identificar el sentido de movimiento relativo de los bloques (Tolson, 1996). Tales evidencias suelen presentarse como estructuras cinemáticas que ayudan a indicar el sentido de la deformación. Estas estructuras pueden presentarse a diferentes escalas, en afloramiento o sección delgada, por lo cual en ambos casos se aplica una metodología de estudio diferente.

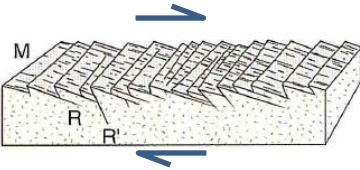
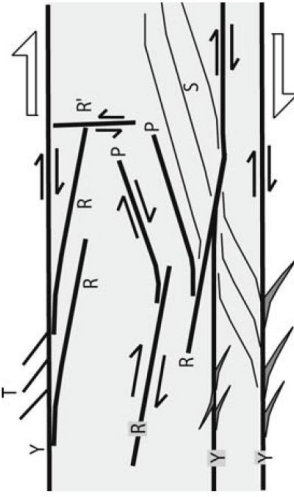
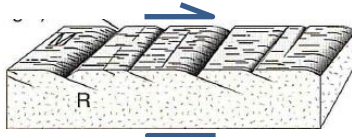

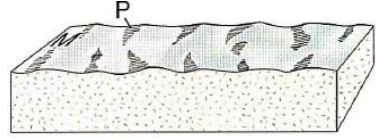

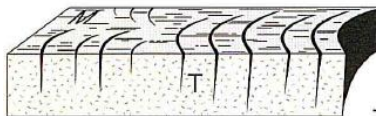


**Figura 12.** Algunos tipos de falla presentes en zonas de cizalla (A): Dextral o movimiento lateral derecho; (B): Sinistral o movimiento lateral izquierdo; (C): Falla de tipo normal; (D): Falla de tipo inversa (Davis y Reynolds, 1996).

La siguiente tabla recopila algunas de las estructuras caracterizadas y medidas en campo, las cuales se suelen formar bajo el mismo régimen de deformación, en una escala macroscópica y microscópica:

Tabla 5. Estructuras cinemáticas formadas bajo un mecanismo de deformación frágil.

Regímenes frágiles	Escala Macroscópica	Estructuras	Escala Microscópica
	Lineaciones		
	<p><i>Slickensides</i></p> 	<p>Se tienen varios tipos de estructuras, que permiten determinar la dirección de movimiento sobre un plano y en algunos casos el sentido del movimiento. Generalmente estas estructuras reflejan el último evento de deformación (Fossen, 2010). Los <i>slickensides</i>, fibras de minerales y <i>Tool marks</i> pertenecen a esta categoría.</p> <p><b><u>Slickensides:</u></b> Es una superficie suavemente pulida por movimiento friccional entre dos superficies de roca. Esta superficie es normalmente estriada en la dirección del movimiento (<a href="http://homepage.usask.ca/">http://homepage.usask.ca/</a>).</p>	
	<p>Fibras de minerales</p> 	<p><b><u>Fibras de minerales:</u></b> Son fluidos que se forman junto al movimiento de la falla. Se presentan comúnmente en minerales carbonatados y silíceos (Allmendinger et al., 1989).</p>	
	<p>Tool marks</p> 	<p><b><u>Tool marks:</u></b> Esta característica es común en rocas que tienen clastos mucho más duros que la matriz. Durante el fallamiento estos clastos excavan la superficie dejando una marca acanalada (Allmendinger et al., 1989).</p>	
	 <p><b>R</b>= Riedel shears ; <b>R'</b> = Antithetic riedel shear ; <b>P</b>= P-shear ; <b>T</b>= Extension fractures (Allmendinger et al., 1989).</p>	<p><b><u>Fracturas subsidiarias</u></b></p> <p>Son “sets” de fracturas que se desarrollan a lo largo de la superficie de falla mostrando arreglos geométricos que pueden ayudar a dar información acerca del sentido de movimiento de una falla de rumbo. Estas fracturas tienen diferentes nombres dependiendo de su orientación y cinemática (Fossen, 2010). Las figuras a ambos lados muestran las diferentes fracturas que se pueden originar desde una vista perpendicular con respecto a la superficie principal de movimiento (Superficie M).</p>	<p>La identificación de estas estructuras en sección delgada se encuentra en el gouge o cataclasitas no cohesivas. La matriz de estas rocas puede mostrar una extinción uniforme bajo polarizadores cruzados debido a la orientación preferencial de los minerales de arcilla y pueden estar foliados o estratificados (ver imagen inferior)</p>

Regímenes frágiles	<p><b>M= Superficie horizontal</b></p> 	<p><b>Fracturas R-R':</b> Las fracturas R (Riedel) se presentan a un bajo ángulo (<math>\sim 15^\circ</math>) con respecto a la horizontal, mientras que las fracturas R' (Anti-riedel) corresponden a pequeñas fallas antitéticas con un ángulo mucho mayor (<math>\sim 75^\circ</math>) (Fossen, 2010).</p>	<p><b>S= Deflexión de la foliación</b>  <b>Y= Superficie horizontal</b>  <b>R= Fracturas R</b>  <b>R'= Fracturas R'</b>  <b>P= Fracturas P.</b></p> 
	 	<p><b>Chatter marks (straight):</b> Son estructuras lineales rectas sobre la superficie del plano falla (M) que muestran un ángulo cercano a <math>90^\circ</math> con respecto a la superficie horizontal (Fossen, 2010).</p> <p><b>Chatter marks (crescent-shape):</b> Son estructuras lineales curvadas que muestran un ángulo cercano a <math>90^\circ</math> con respecto a la superficie M (Fossen, 2010).</p>	
	  	<p><b>Fracturas P:</b> En algunos casos estas fracturas P presentan en la superficie horizontal un aspecto rugoso, siendo difícil determinar su movimiento (Imagen tomada de Fossen, 2010).</p> <p><b>Fracturas T (Fracturas de tensión):</b> Comúnmente buzan en la dirección del movimiento del bloque superior y pueden ser rellenadas como venas (Fossen, 2010).</p> <p><b>Marcas crecientes:</b> Son cóncavas en la dirección del movimiento del bloque superior. También pueden ser rellenadas por fluidos (Fossen, 2010).</p>	



## **5. RESULTADOS**

Las estructuras medidas y analizadas dentro del área de estudio, corresponden básicamente a estrías de falla (slickensides), fibras de minerales y diaclasas, las cuales se determinaron en la mayoría de las unidades litológicas que componen el área. Las primeras estructuras en mención ayudaron a determinar los paleoesfuerzos que se encuentran dominando sobre las rocas de la zona de estudio.

A continuación se describen las unidades litológicas observadas en el área de estudio con sus respectivas estructuras identificadas y analizadas:

### **5.1. ROCAS METAMÓRFICAS**

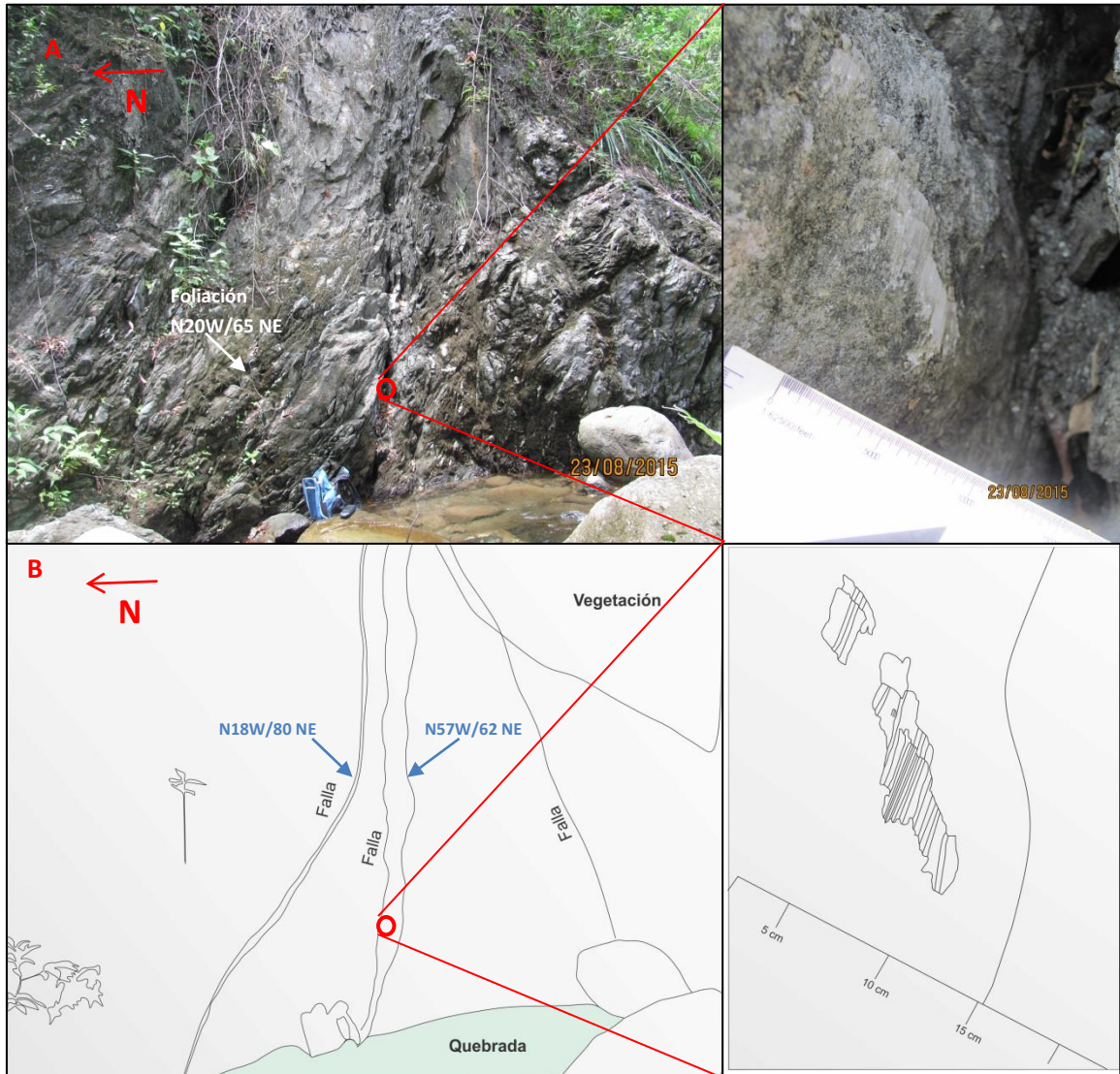
#### **5.1.1. Esquistos de Sabaletas**

Las localidades en donde se encuentra aflorando esta unidad dentro la zona de estudio, corresponden a los sectores de la Quebrada El Guamo, Sabaletas y la vía Bolombolo – Albania (Figura 3). Sobre la Quebrada El Guamo se identificaron algunas fallas, que contienen en su plano estructural el crecimiento de minerales neoformados o fibras de minerales (tabla 3), compuestas por cuarzo, las cuales indican el sentido del movimiento. Las estructuras medidas en estas fallas indican un movimiento de tipo sinextral-normal.

La orientación general de estas fallas es en sentido N57W a N18W buzando hacia el NE entre 62° y 80° respectivamente (Figura 13). La tendencia que presentan estas fallas es similar a de la foliación, la cual presenta una dirección N20W buzando 65 al NE.

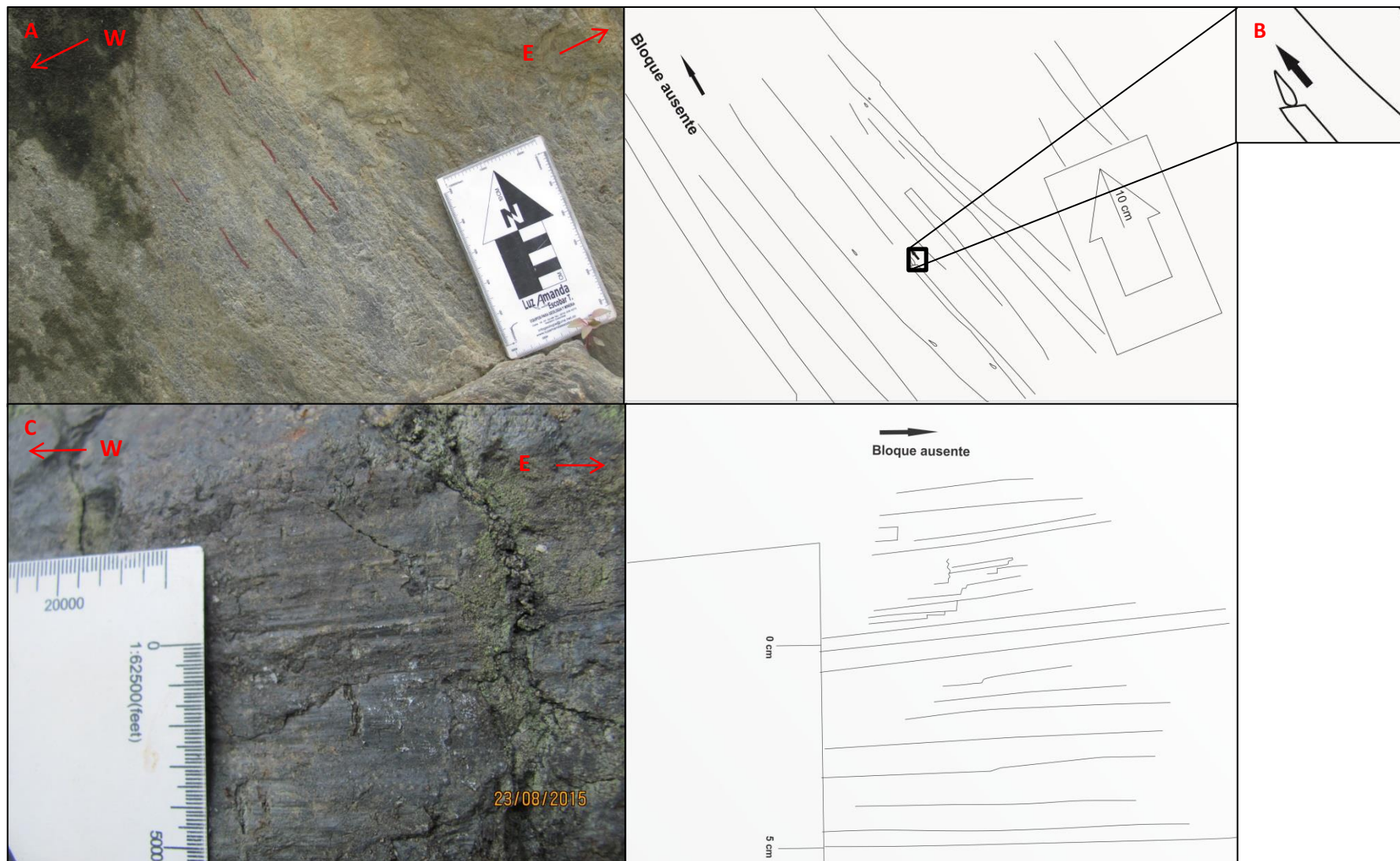
Parte de las estructuras en donde se alcanzó tomar datos de estrías de falla, son las que se encuentran en el sector norte del afloramiento (Figura 13 B), mostrando como material de relleno salvanda de falla con un espesor aproximado de 40 cm. El material que compone esta salvanda es un limo arenoso con contenido abundante de clorita y moscovita. Para la falla que se encuentra en el sector sur, no se encontró evidencias de estrías de falla.

Otra localidad en donde se encontraron estas estructuras, que indican la cinemática fue sobre la vía Bolombolo – Albania y la Q. Sabaletas (Figura 14). Los planos de falla medidos para ambas localidades no presentan movimientos similares, pero si un régimen de esfuerzos en común (Figura 20).



**Figura 13.** Planos de falla observados sobre los Esquistos Verdes del Grupo Arquia en la Q. el Guamo. **Estación EP-041.** **A:** Fallas observadas en el afloramiento. **B:** Estrías de fallas marcadas por el crecimiento de cuarzo.

Dentro de los “*slickensides*” evidenciados sobre los esquistos de la Quebrada Sabaletas, se determinaron otras estructuras que reafirmaban la dirección de movimiento del bloque ausente, las cuales corresponden a “*gouging o plucking marks*” (Doblas, 1998). Estas se caracterizan por tener forma de “zanahoria”, resultado del pulimento de los granos sobre la superficie del plano de falla (Figura 14B). El pinchamiento de esta estructura indica la dirección de movimiento.



**Figura 14. A:** Estrías de falla encontradas en Esquistos de la Q. Sabaletas. **Estación EP 041.** **B:** Estructuras *gouging marks*, asociadas a la formación slickensides (la dirección de pinchamiento indica el movimiento del bloque ausente) (Doblas, 1998). **Estación EP 042 (Punto de control).** **C:** Evidencias de estrías de falla sobre la vía Bolombolo – Albania.

A lo largo de la vía Bolombolo – Albania, se registraron planos de falla con evidencias de estrías de falla, la cuales en su mayoría muestran un movimiento sinextral (Figura 14C). Tales estructuras se encontraban marcadas sobre la misma roca, siendo ausente la presencia de minerales neoformados.

## **5.2. ROCAS ÍGNEAS**

### **5.2.1. Rocas Hipoabisales Porfídicas**

Para esta unidad litológica se encontraron estrías de falla, definidas sobre el plano de la roca, determinando un movimiento lateral izquierdo. Estas estructuras fueron medidas en la localidad de la Finca El Vergel, cerca al municipio de Titiribí (Figura 15, 22). Las paredes de la discontinuidad se encontraban levemente alteradas a un color pardo oscuro.

### **5.2.2. Complejo Quebradagrande**

Las estructuras encontradas en estas rocas fueron básicamente estrías de falla, diaclasas y algunas “zonas de cizalla” denominadas de esta manera porque la roca se encuentra con una textura foliada y tamaño de grano muy fino. La localidad en donde se midieron la mayoría de estas estructuras fue sobre la vía Bolombolo – Albania. El tipo de movimiento encontrado en las estrías medidas fue de tipo normal-sinextral a dextral (Figura 16A, B).

Para las diaclasas levantadas en los diferentes sectores de la vía, estas estructuras representan un sistema de dos a tres familias con cierta intercepción oblicua (Figura 16C). La tabla 5 en anexos representa la dirección de estos sistemas de diaclasas.

Sobre un punto de la vía, se encontró una roca fuertemente pseufofoliada, la cual estaría asociada a una zona de cizalla, por el alto fracturamiento que presenta la roca, con un aspecto de color pardo rojizo y tamaño de grano fino (Figura 16D). La pseudofoliación de esta roca tiene una tendencia en sentido NW – SE.



### 5.3. ROCAS SEDIMENTARIAS

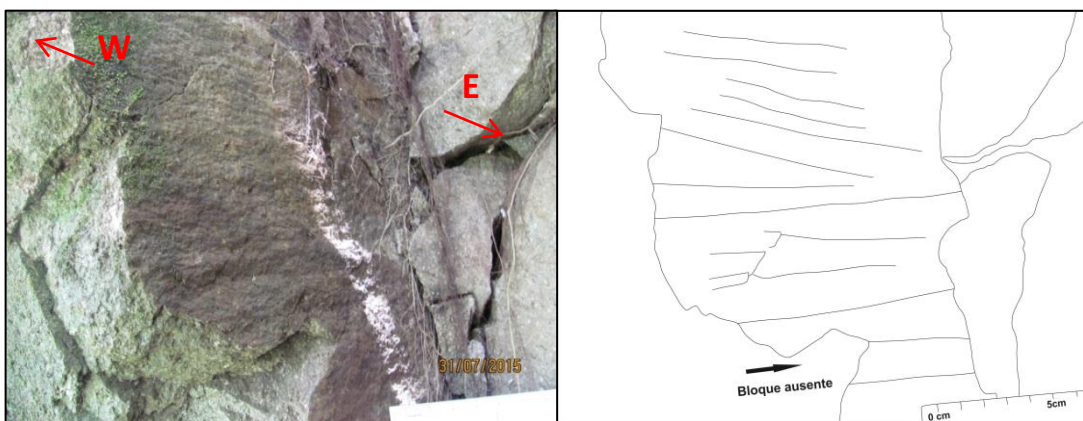
#### 5.3.1. Formación Amagá

Los “sets” de estrías de falla identificadas en esta unidad litológica fueron en las localidades de la Quebrada El Guamo y el sector del “infiernito”, zona ubicada a los 957 m aproximadamente, en dirección NE con respecto a la intercepción de la vía principal (ver Figura 22). Los tipos de movimientos observados en estas estructuras fueron dextral y normal (Figura 17 A, B).

En la localidad de la Q. el Guamo se evidencio un desplazamiento lateral derecho, definido por unas lineaciones bien marcadas sobre la pared de la discontinuidad (Figura 17A). El estrato que contiene estas estructuras es una capa de conglomerado cuarzoso, la cual registraba la ausencia de alteración en sus paredes.

Para el sector del “infiernito” cerca de la vía Bolombolo – Albania, se determinó una falla de tipo normal, la cual desplaza un estrato de carbón. En su plano de falla se encontraron estrías, las cuales fueron medidas (Figura 17 B, C) y dieron como resultado altos ángulos para estas lineaciones, indicando un desplazamiento vertical (falla normal).

Geomorfológicamente este sector se caracteriza por presentar un escarpe en rocas de la Fm. Amagá de una altura de ~ 80 m, el cual se encuentra asociado a un fallamiento presente en la zona (Figura 17D). Adicionalmente, obteniendo una vista en planta para esta localidad se observa que este escarpe define un lineamiento bien marcado que puede estar representando en el terreno una fractura subsidiaria tipo Anti-riedel (R') (Figura 22).

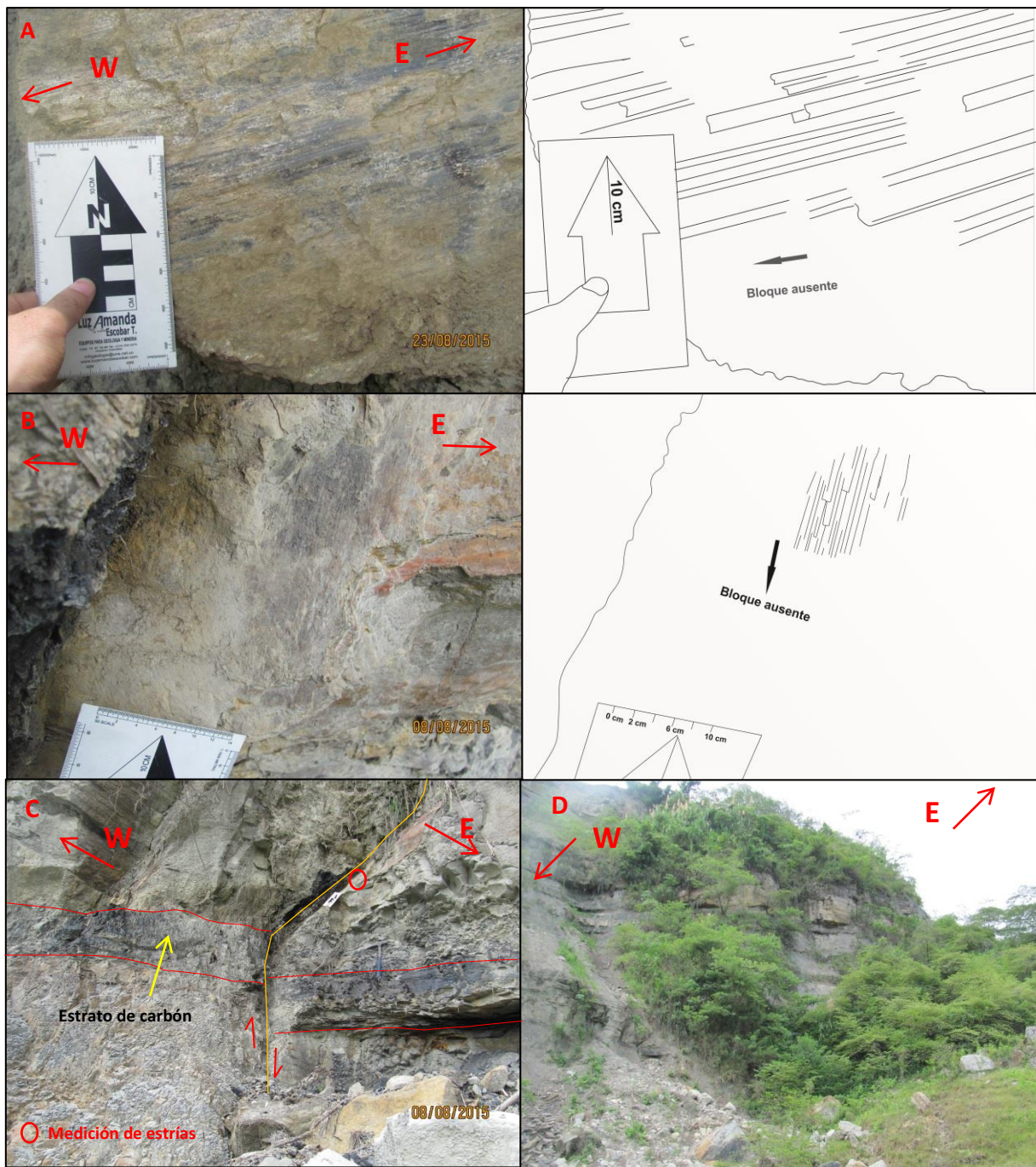


**Figura 15. Estación EP 039. Estrías de falla determinadas en pórfido andesítico.**



**Figura 16.** Estructuras encontradas en las rocas del Complejo de Quebradagrande. **Estación EP 09 - A:** Estrías de falla de alto angulo. **Estación EP 011 - B:** Estrías de falla de bajo angulo. **Estación EP 08. C:** Afloramiento con dos sistemas de diaclasas. **Estación EP 010. D.** Zona de cizalla fuertemente marcada por la foliación de la roca y el tamaño de grano fino de la roca.





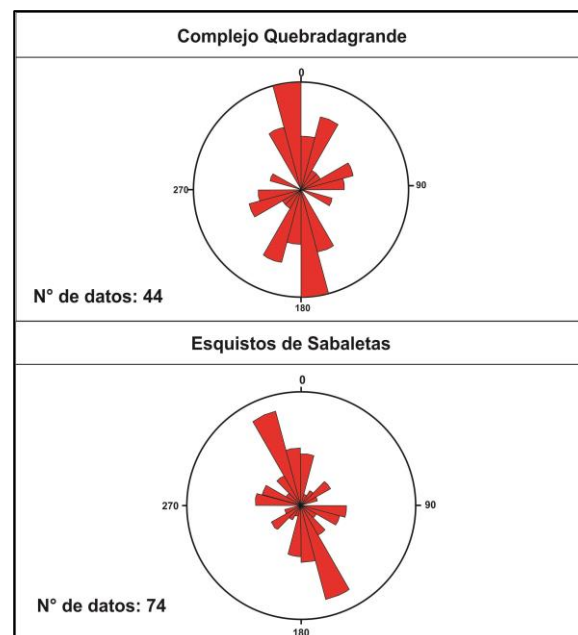
**Figura 17.** Estrías de falla determinadas en las rocas de la Formación Amagá. **Estación EP 039 - A:** Estrías encontradas en la Quebrada El Guamo, marcando un movimiento lateral derecho (dextral). **Estación EP 038 - B:** Estrías determinadas en el sector del “infiernito”, definiendo un movimiento normal. **Estación EP 038. C:** Plano de falla, definiendo las estrías de falla medidas en la figura 15B. **Estación EP 038 - D:** Escarpe sedimentario de la Formación Amagá asociado a un fallamiento.

## 6. ANÁLISIS DE DATOS ESTRUCTURALES

El conjunto de datos estructurales de estrías de falla medidos en cada unidad litológica que conforman la zona de estudio fueron procesados usando el software Tectonis FP versión 1.7.7 y Stereo 32 versión 1.0.1, aplicando el método de inversión de diedros rectos para obtener el tensor de esfuerzos y los gráficos de densidades respectivamente, los cuales se encuentran definidos para cada localidad y unidad geológica. Adicionalmente se aplicó el método *Numeric Dynamic Analysis* para cada unidad litológica, con el objetivo de observar como es la magnitud de  $\sigma_2$  en estas unidades y determinar el índice de régimen de esfuerzos ( $R'$ ).

Previamente se representó el conjunto diaclasas medidos en cada estación respectivamente y planos estriados para cada unidad estratigráfica, utilizando el software Dips versión 5.0 y Tectonics FP, mediante diagramas de rosas que permitieran observar la tendencia de estas estructuras y su correlación con las fallas en el área de estudio.

Los planos de diaclasas medidos en las rocas del Complejo Quebradagrande y Esquistos de Sabaletas, los cuales son representados en la Figura 18, muestran de manera representativa una tendencia en sentido NW-SE con orientaciones similares de las fallas Piedecuesta, Amagá y Sabanalarga, como también algunos lineamientos en el área de estudio (Figura 22).

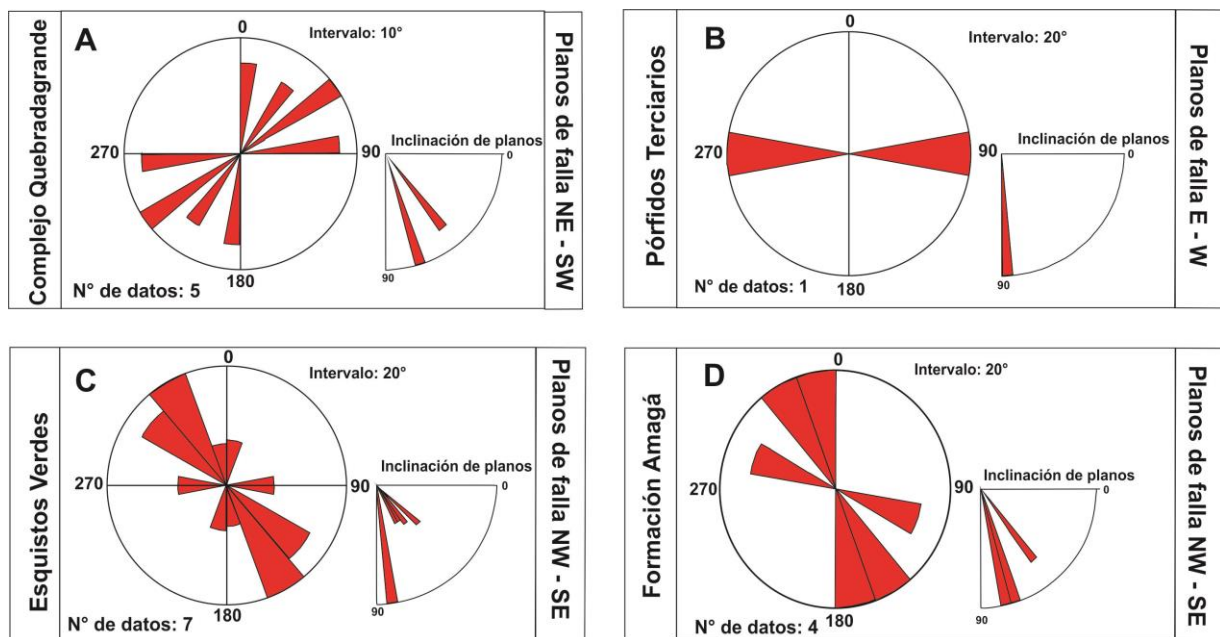


**Figura 18.** Diagrama de rosas para planos de diaclasas medidos en las rocas del Complejo Quebradagrande y Esquistos de Sabaletas para cada estación determinada, las cuales se mencionan en la parte superior izquierda.



El conjunto de diaclasas representados en la figura 18, están mostrando un ángulo que varía entre 60° y 30° mediante la intersección de estas estructuras, las cuales se encuentran definiendo una forma de “X”. Lo cual indica que para este conjunto de estructuras se está representando un sistema conjugado.

En cuanto a los planos de falla representados en la figura 19, que corresponden a las 4 unidades geológicas que hacen parte del área del estudio, separadas independientemente. Se observa que la tendencia de las estructuras medidas en cada unidad litológica, no se relacionan en la mayoría con respecto a su orientación. Solo obteniendo una similitud en la orientación de las fallas entre las unidades de los Esquistos de Sabaletas y la Formación Amagá con una dirección NW– SE, las cuales coinciden con la mayoría de las fallas regionales presentes en la zona de estudio (e.g. Sabanalarga Este, Cauca – Almaguer, La Cascajosa y Amagá) (Figura 22). Para el caso de los planos de falla medidos en el Complejo Quebradagrande, la mayoría de estas estructuras presentan una tendencia en sentido NE – SW, con algunos planos en dirección E – W. Los cuales pueden ser correlacionables con los que se presentan en los pórfidos intrusivos (Figura 19B), mostrando esta misma tendencia en sentido E – W.



**Figura 19.** Diagrama de rosas para planos de falla medidos en las diferentes unidades litológicas que conforman el área de estudio.

Adicionalmente se nota que la inclinación de estos planos varía en un ángulo entre 70° - 90°, los cuales se muestran en la parte derecha de los diagramas de rosas (Figura 19).

El ángulo que suele formar la intersección entre las direcciones de los planos de falla para las unidades de los Esquistos Verdes, Complejo Quebradagrande y la Fm. Amagá (Figura 19) se encuentran aproximadamente entre 30° y 70° grados, los cuales estarían representando posiblemente un sistema de fracturas subsidiarias.

Para los campos de esfuerzos obtenidos en cada unidad litológica, a partir del procesamiento de los datos de estrías de falla aplicando el método de diedros rectos, se representan en diferentes gráficos para mostrar la orientación de los planos de falla y los tensores de esfuerzos (Figura 20). Igualmente se unieron el conjunto total de estrías de falla medidos en las 4 unidades litológicas, con el objetivo de observar si los regímenes de esfuerzos que se encuentran en la mayoría de esta zona se asocian a un régimen en común.

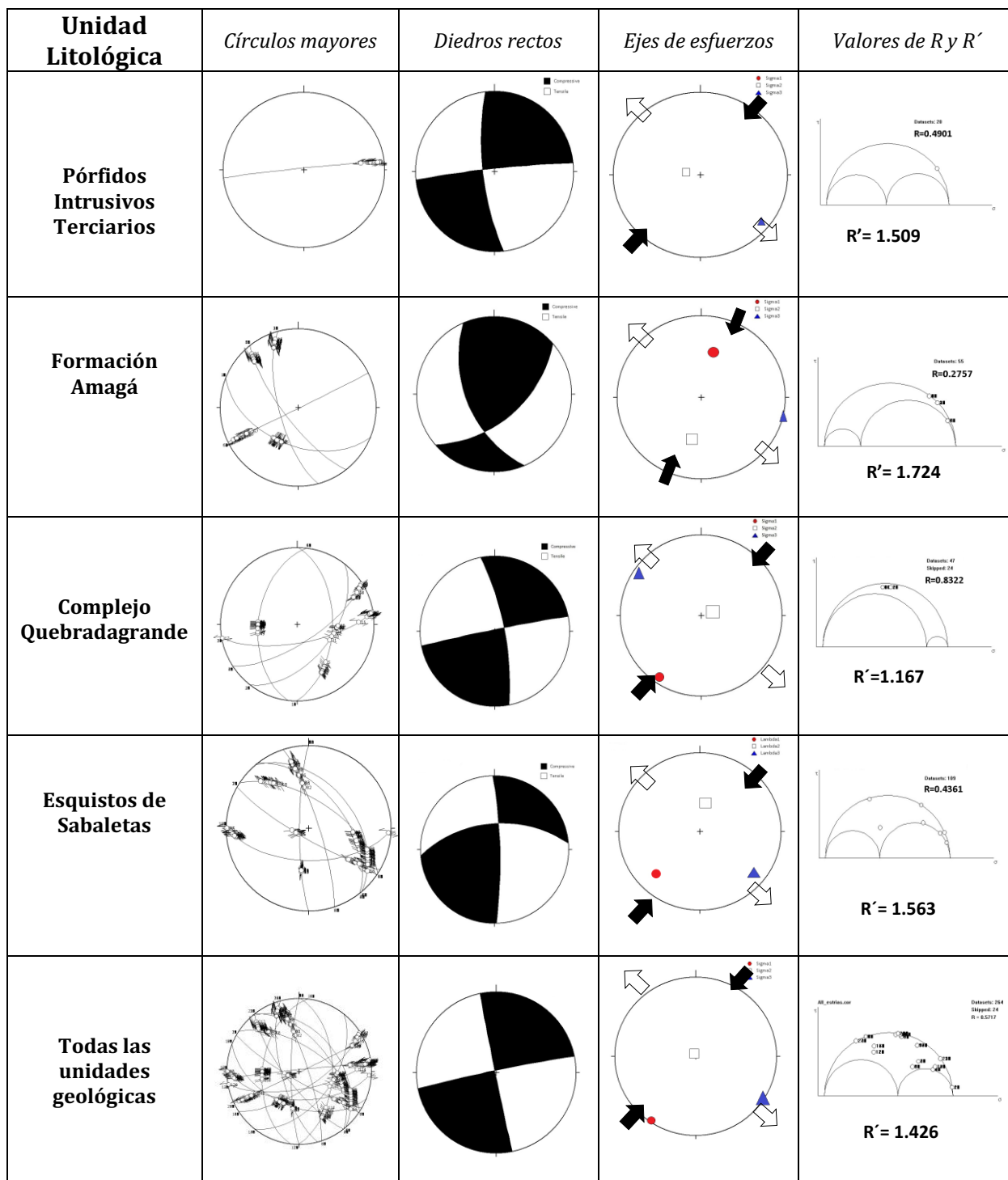
La mayoría de los gráficos que representan la distribución de los ejes de esfuerzos sigma 1 ( $\sigma_1$ ), sigma 2 ( $\sigma_2$ ) y sigma 3 ( $\sigma_3$ ) en la tercera columna de la Figura 20 para las unidades litológicas que conforman la zona de estudio, muestran que el esfuerzo  $\sigma_2$  se proyecta hacia la vertical, mientras los esfuerzos  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  se proyectan hacia la horizontal. Lo cual indica que el régimen predominante en la zona de estudio es un régimen de tipo transcurrente (Fossen, 2010). Para el caso de las unidades que se encuentran definiendo este régimen tectónico en común son los Esquistos Verdes del Grupo Arquía, las rocas volcánicas de afinidad oceánica del Complejo Quebradagrande y los Pórfidos Intrusivos terciarios relacionados al vulcanismo de Combia. Es de notar que en estos mismos gráficos se representan la dirección de los esfuerzos compresivos y distensivos, simbolizados mediante flechas de relleno negro y blanco respectivamente.

De la revisión de los ejes de esfuerzos para la unidad de la Fm. Amagá, se observa que en esta Formación la distribución del eje de esfuerzo  $\sigma_2$  no tiende a proyectarse hacia la vertical debido a que los planos de falla medidos en esta unidad se encuentran reflejando un régimen de fallamiento entre transcurrente y normal, tal como se mencionó en el numeral anterior. Esta relación es debido a que parte del plano de falla medido en el sector del “infiernito” presenta una componente de tipo normal, influenciando que la distribución de los ejes de esfuerzos no sea netamente de rumbo.

Es de claro anotar que debido a que en la unidad de los Pórfidos Intrusivos no se alcanzaron a medir varias estructuras, solo se obtuvo el dato de un plano fallado, el cual se considera representativo en este caso porque tal unidad en la zona de estudio no presenta una densidad representativa de planos de falla.

Con respecto a los gráficos de diedros rectos que se representan en la segunda columna de la Figura 20, estos se encuentran simbolizando en la mayoría un eje de compresión en sentido NE – SW, el cual indica hacia donde se encuentra actuando el esfuerzo principal  $\sigma_1$ . Para el

caso de  $\sigma_3$ , que estaría correspondiendo al menor esfuerzo, se encuentra en una dirección NW – SE y representa un eje de tensión.



**Figura 20.** Representación de campo de esfuerzos resultante de los análisis de estrías de falla, para cada unidad litológica. □ Sigma 2; ▲ Sigma 3; ● Sigma 1. □ Extensión; ■ Compresión.

Esfuerzos compresivos
 Esfuerzos distensivos

Esta distribución de esfuerzos para la mayoría de las unidades geológicas se encuentran proyectados en la misma dirección, inclusive para el conjunto total de estrías de fallas medidas en las 4 unidades geológicas que conforman la zona de estudio, donde se mantiene el mismo régimen de esfuerzos compresivos y distensivos. Exceptuando las rocas de las Fm. Amagá, en la cual se encuentra una ligera variación del esfuerzo compresivo actuando en dirección NE – SW y el esfuerzo distensivo en sentido NW – SE (ver Figura 20).

Los valores del índice de esfuerzos (R) representados en la última columna de la Figura 20, muestran un rango de valores entre 0.30 y 0.80, los cuales al ser reemplazados en la expresión  $R' = 2 - R$ , determinan el régimen tectónico al que se encuentran sometidas las rocas en el área de estudio (índice de régimen de esfuerzos R'). La relación de estos valores con el régimen tectónico, se muestran en la Figura 6.

Por último, con el fin de evaluar el grado de confiabilidad de los diagramas de diedros rectos con los planos de fallas medidos en este trabajo, se elaboraron gráficos de densidad de diedros rectos para cada unidad litológica. Estos diagramas se realizaron usando el software Stereo 32 versión 1.0.1.

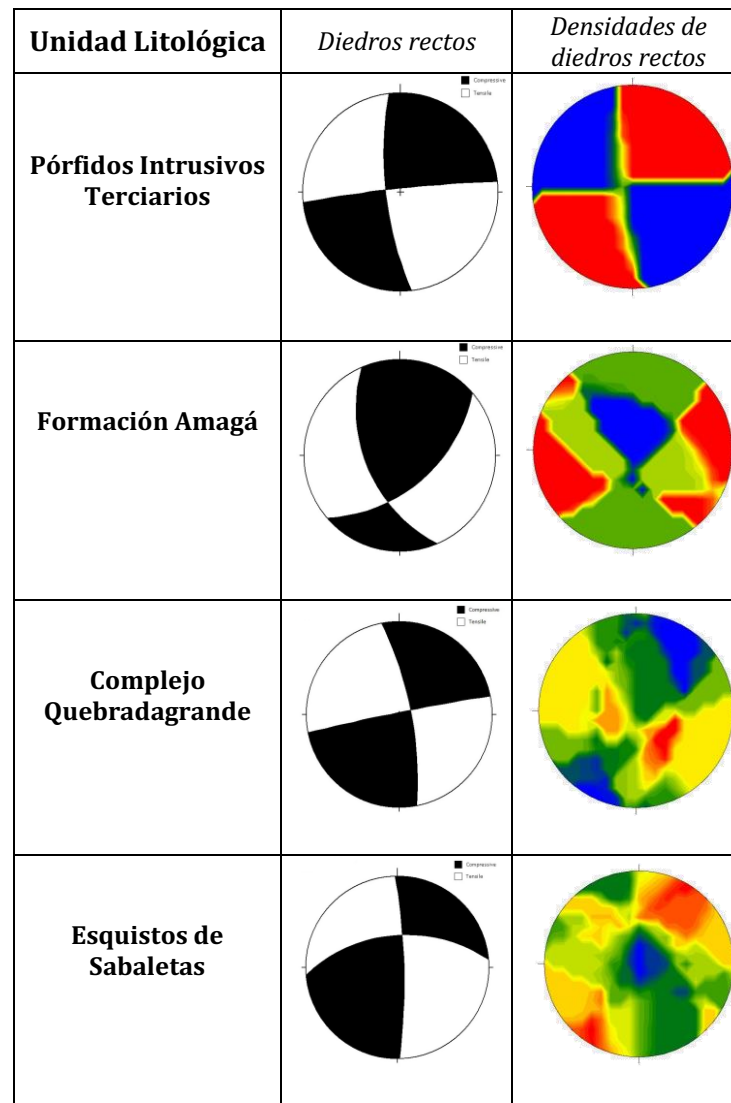
Cada grafico de densidad representa las zonas compatibles entre los esfuerzos de compresión y distensión. Donde las zonas con tonalidades amarillas a rojizas representan la mayor superposición de esfuerzos y los tonos verdes a azules corresponden a la menor superposición de datos. El objetivo de representar cada diagrama de densidad consiste en evaluar que tan compatible es esta densidad con la orientación de los cuadrantes que representan los esfuerzos compresivos y distensivos.

Por ejemplo, para el caso de la unidad Esquistos Verdes, se observa una compatibilidad en los cuadrantes NE y SW, los cuales para este caso representan esfuerzos compresivos en dirección NE – SW y los esfuerzos distensivos en dirección NW – SE (Figura 21).

De igual manera para la unidad del Complejo Quebradagrande se observa que el cuadrante de esfuerzos distensivos (dirección NW – SE) obtenido en el diagrama de densidades es compatible con el diagrama de diedros rectos.

Para las dos siguientes unidades litológicas, la Formación Amaga y Pórfidos Terciarios se puede interpretar lo siguiente: Los esfuerzos distensivos representados en esta Formación sedimentaria, con dirección NW – SE, suele mostrar en el grafico densidades una concentración de datos en este mismo cuadrante (dirección NW – SE). Siendo compatible la distribución de esfuerzos de tensión en este cuadrante. También para el cuadrante de esfuerzos compresivos en dirección NE – SW se observa que hay una compatibilidad en el diagrama de densidades, mostrando la misma concentración de datos en sentido NE – SW.

En los pórfidos intrusivos se obtuvo una compatibilidad en la orientación de los cuadrantes que representan esfuerzos compresivos en dirección NE – SW y distensivos en sentido NW – SE, siendo similares ambos diagramas de diedros rectos y de densidades. Esto es debido a que en esta unidad solo se representó el dato de un plano fallado, en el cual, para la zona de estudio es representativo este dato porque no se pudo determinar mayor cantidad de fallas.



**Figura 21.** Diagramas de densidad de diedros rectos para cada unidad litológica.

## 7. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

### 7.1. Orientación de paleoesfuerzos

De acuerdo a los tensores de esfuerzos obtenidos para las unidades litológicas que conforman el área de estudio (Figura 20, 22), estos se encuentran reflejando en la mayoría una compresión en sentido ENE – WSW y extensión en dirección WNW – ESE, con un sigma 1 ( $\sigma_1$ ) y sigma 3 ( $\sigma_3$ ) proyectándose en la horizontal, mientras que el esfuerzo sigma 2 ( $\sigma_2$ ) se proyecta hacia la vertical. Esta distribución de esfuerzos tal como se mencionó en el numeral anterior es asociable con el modelo de esfuerzos andersonianos, característico de un sistema de fallas de rumbo (Figura 23A) y arroja como primera aproximación, que la mayoría de las estructuras medidas y analizadas en la zona de trabajo tuvieron una deformación bajo este régimen de fallamiento.

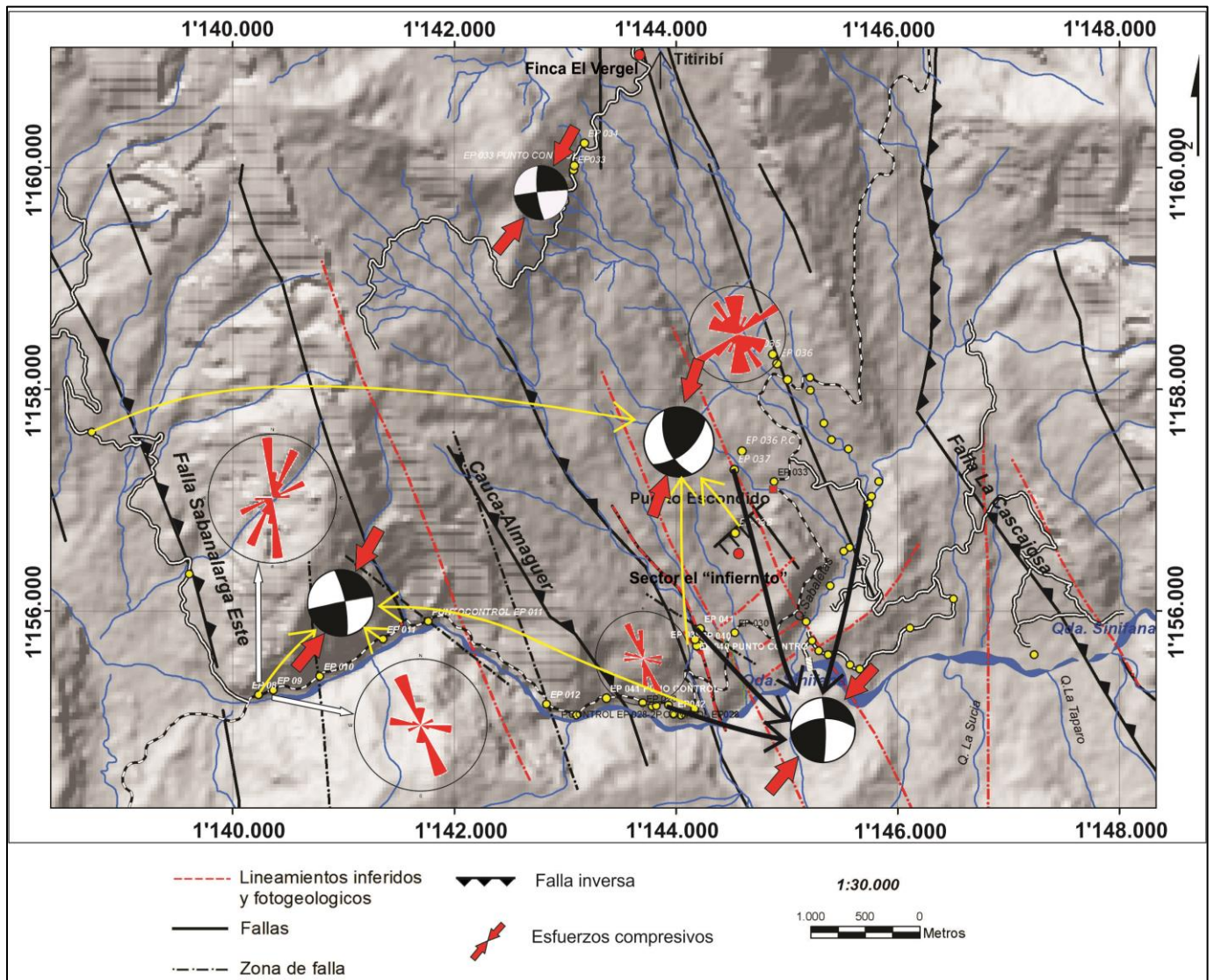
Adicionalmente en el área de estudio se observa que la mayoría de las estructuras presentan una orientación NW – SE, representadas por: fallas, lineamientos (Figura 22) y los contactos entre las unidades litológicas vistas en planta (Ver anexo 2). Estas podrían estar relacionadas con los regímenes de esfuerzos analizados en las diferentes unidades litológicas que conforman la zona de estudio, donde se registra compresión en dirección NE – SW y extensión NW – SE (Figura 20). Especialmente para la mayoría de las fallas regionales que conforman la zona de estudio con una orientación NW – SE (e.g. Sabanalarga Este, Cauca – Almaguer y Cascajosa), las cuales se encuentran perpendiculares a este esfuerzo principal y presentan una componente inversa (Figura 22).

El tensor de esfuerzos obtenido para el sector del “infiernito”, muestra la distribución del esfuerzo principal  $\sigma_1$  proyectándose hacia la vertical (Figura 22). Esta distribución de esfuerzos resulta de un fallamiento de tipo normal (Figura 23B); completamente diferente al que se había obtenido para la mayoría de los sitios trabajados, donde el esfuerzo  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  se encuentran sobre el plano horizontal, produciendo un fallamiento de rumbo.

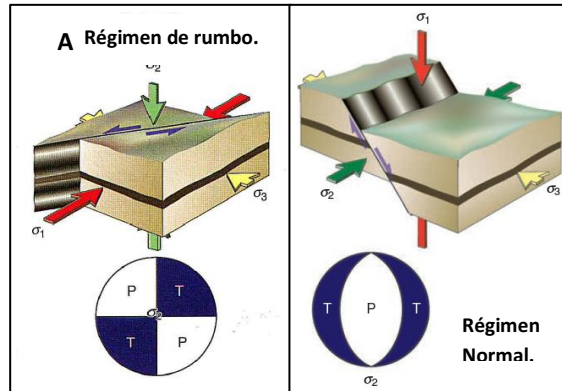
Dentro de un esquema general, las direcciones de los tensores de esfuerzos obtenidos para la zona de estudio, describen un modelo de tectónica transpresiva, donde dominan fallas de rumbo con zonas distensivas y compresivas (Figura 24). Las zonas compresivas, según el modelo se encuentran asociadas a la distribución del esfuerzo  $\sigma_1$ , que actúa en este caso en una dirección oblicua con respecto al movimiento de la falla principal. El esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) es igualmente perpendicular a las estructuras que indican compresión, tales como fallas inversas, estilolitos y pliegues (Davis y Reynolds, 1996). Mientras que las zonas distensivas se



encuentran relacionadas al esfuerzo menor ( $\sigma_3$ ), donde se representan estructuras que indican distensión (grietas de tensión y fallas normales) orientadas en dirección perpendicular a este esfuerzo (Figura 24) (Davis y Reynolds, 1996).



**Figura 22.** Representación de los tensores esfuerzos a partir de datos de estrías de falla medidos en la zona de estudio. También se representan los planos de diaclasas para diferentes estaciones, representando estas últimas estructuras en un diagrama de rosas (color rojo) Las zonas de color negro en los diagramas de diedros indican la dirección del esfuerzo compresivo.



**Figura 23. A:** Orientación de los principales esfuerzos en un régimen tectónico de rumbo, **B:** Orientación de esfuerzos para un fallamiento normal (Fossen, 2010). T: Tensión, P: Compresión.

Asociado a este mismo modelo transpresivo se suelen formar algunos conjuntos de fracturas, que comunmente se desarrollan bajo un estado de deformación frágil. Estas estructuras denominadas como fracturas Riedel (R), Antiriedel (R') y planos P suelen desarrollarse en un angulo determinado con respecto al movimiento de la zona de cizalla principal (McClay, 1987; Davis y Reynolds, 1996).

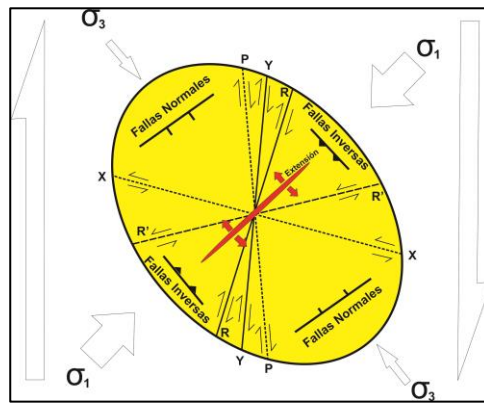
Debido a la dinámica y evolución de la zona de cizalla principal, en ciertos casos las fracturas R y R' llegan a obtener cierta rotación, desarrollando un tercer conjunto de fracturas que representan a los planos P (Davis y Reynolds, 1996; Fossen, 2010).

Aplicando el modelo teórico planteado en la Figura 24 al área de estudio, las estructuras orientadas perpendicularmente a la dirección del esfuerzo principal, serian análogas a las estructuras compresivas presentadas en el sitio de estudio como fallas inversas. En el área de estudio, las estructuras con dirección NW –SE, presentan una cinemática de tipo inverso y orientación perpendicular a la obtenida para los paleo-tensores del esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ); para los cuales, mediante la metodología de diedros rectos se obtuvo una orientación ENE – WSW (Figura 20, 26B). Estas evidencias indican una similitud de la distribución de fallas vs esfuerzos en el área de estudio, similar a la presentada en el modelo de cizalla transpresivo (Figura 24).

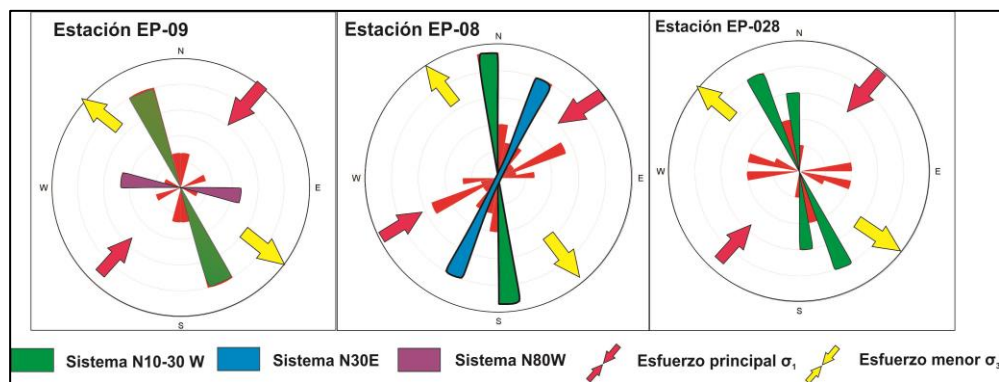
Por otro lado, las estructuras que presentan una dirección NE – SW y poseen una menor expresión geomorfológica en la zona de estudio. Están asociadas a la tendencia del esfuerzo minino  $\sigma_3$ , el cual se relaciona a una zona de tensión según el modelo planteado en la Figura 24. Estas estructuras extensivas, están representadas en el área de estudio por fallas como la encontrada en el sector del “infiernito”, la cual se habría formado bajo este régimen extensivo (Figura 16D). La orientación de esta estructura se encuentra paralela al esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ).



En cuanto a los planos de diaclasas medidos en las estaciones “EP-08, EP-09 y EP-028” (Figura 22), es necesario mencionar que estas estructuras presentan en general 2 orientaciones preferenciales. La primera con menor dispersión en sentido N10 – 30W y una segunda con mayor dispersión en dirección N80W a N30E (Figura 25). Se considera que ambas direcciones posiblemente forman un sistema conjugado, debido a que estas presentan un ángulo entre 30° y 60° (van der Pluijm y Marshak, 2004). Estas estructuras, de acuerdo a su tendencia (NW – SE), similares a las estructuras que presentan una mayor expresión regional (e.g. Falla Sabanalarga Este, Cauca – Almaguer y Cascajosa), podrían haber sido originadas bajo los regímenes de esfuerzos obtenidos en el área de estudio (Figura 25, 26B). Aunque es necesario precisar que la anterior idea debe ser complementada con un estudio detallado del tipo de diaclasas presentes en la zona de estudio (e.g. Tensión, Ortogonales, Sigmoidales, etc), como también la determinación de los esfuerzos principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  (Chica, 1984).



**Figura 24.** Elipsoide de deformación para un sistema transpresivo con componente Dextral. La orientación de los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  son oblicuos a la dirección de cizalla principal. Las fracturas P, Y, R (Riedel) son subparalelas a la cizalla principal y las estructuras antitéticas X y R' perpendiculares. La disposición de las fallas inversas es perpendicular a la dirección de  $\sigma_1$ . Las fallas normales son ortogonales a  $\sigma_3$  (Sanderson & Marchini, 1984; Jones et al., 2004 en Giraldo, 2010).



**Figura 25.** Orientación general del sistema de diaclasas medidos en la estación “m, n, o” con su respectivo régimen de esfuerzos. Las letras corresponden a las estaciones medidas.

## 7.2. Cambio en el tensor de esfuerzos (?)

Los pórfidos hipoabisales que se encuentran aflorando en los alrededores del área de estudio (Figura 3, 26A) presentan forma elongada en sentido N-S y NNW – SSE, asociado posiblemente al control estructural que tuvieron estos cuerpos ígneos durante su emplazamiento. Restrepo (1985), propone que el emplazamiento de estas rocas fue controlado por una zona de extensión relacionada a los movimientos transcurrentes del sistema de fallas Cauca – Romeral bajo una componente lateral izquierda. El evento que dio origen a estos intrusivos, corresponde al vulcanismo Combia (6 – 10 Ma) (López y Ramírez, 2006), el cual es interpretado como producto de una delaminación cortical asociada a fallas profundas que sirvieron como conducto para el emplazamiento de los magmas.

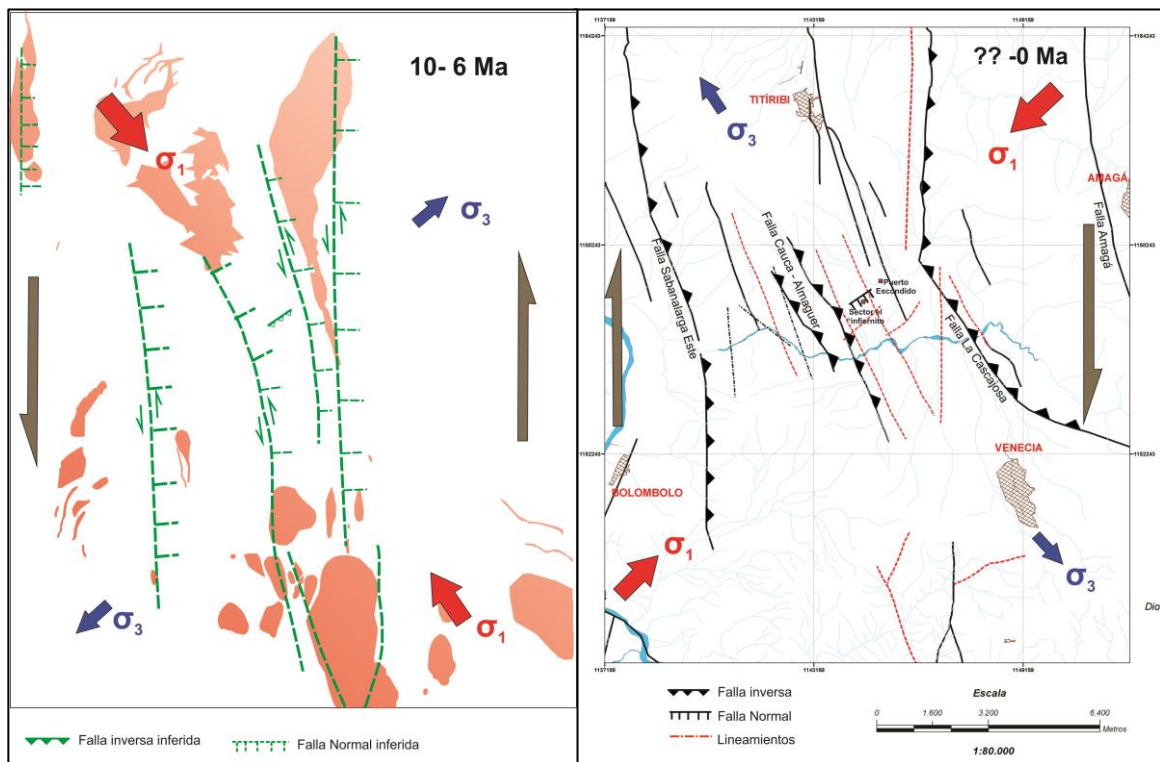
El mecanismo de emplazamiento de un magma a través de fracturas como fallas, son en común un mecanismo que se presenta en zonas de regímenes extensivos (Hutton, 1988; Castro y Fernández, 1998; Fossen, 2010), donde el fluido magmático se acomoda a través de del plano de fractura, implicando un equilibrio entre la tasa de apertura de la fractura y la producción de magma. Castro y Fernández (1998) sugieren que la geometría del cuerpo magmático, se encuentra controlada por las estructuras presentes en el momento de emplazamiento de la roca intrusiva.

Planteando lo anterior, se da la posibilidad de que las fallas a través de las cuales pudieron haberse emplazado estos Pórfidos intrusivos, corresponderían a fallas con una componente normal, localizadas de manera perpendicular a la dirección de menor esfuerzo ( $\sigma_3$ ). El cual habría actuado a 90° de la dirección de mayor esfuerzo, o sea en dirección NE – SW, tal como se propone en el modelo de la Figura 26 A. La posición de este esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) en dirección NW –SE, el cual se encontraría actuando entre los 6 – 10 Ma según Cortes et al. (2005), podría haber sido generado por la colisión del Bloque Chocó con la margen continental de Suramerica, generando un movimiento lateral-izquierdo en el sistema de fallas Cauca – Romeral. Tiempo por el cual este evento se registra a partir del Mioceno medio (12 Ma) (Duque-Caro, 1990 en Taboada et al., 2000; Cediell et al., 2003). Otros autores como Farris et al., 2011 plantean que este evento ocurrió en el límite Oligoceno – Mioceno (23 – 25 Ma).

La tendencia de las estructuras que se habrían formado bajo el tensor de esfuerzos propuesto para ~10 – 6 Ma (López y Ramírez, 2006) (Figura 26A) muestran similitud en su orientación con las fallas encontradas actualmente en la zona de estudio (Figura 26B). Esto implica que algunas de estas fallas pudieron haberse reactivado para acomodarse al nuevo régimen de esfuerzos que actúa sobre el área de estudio. El régimen de esfuerzos para la

margen noroccidental de Suramerica habría cambiado debido a que el estado de esfuerzos que se registra actualmente en esta área es dominado por la interacción entre las placas Nazca, Caribe y Suramérica (Taboada et al., 2000; Cortes et al., 2005). Estos esfuerzos resultan en un régimen compresivo con dirección W - E relacionado al movimiento de la placa Nazca y un esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) en sentido NE - SW a lo largo del arco de Panamá asociado al contacto entre el bloque de Panamá y la placa Nazca (Cortes et al., 2005).

Asociado a este régimen de esfuerzos regional, el sistema de fallas Cauca – Romeral estaría controlado por un movimiento relativo lateral-derecho, congruente con el régimen de esfuerzos encontrado en el presente trabajo para las fallas de este sistema.



**Figura 26. A:** Esquema de distribución de esfuerzos durante el Mioceno tardío, para los pórfidos intrusivos del área de estudio (Modificado de Grosse, 1926). **B:** Régimen de esfuerzos actuales que se encuentran actuando en el área de estudio y estructuras asociadas.

Aunque Cortes et al. (2005) propone en su trabajo, que el régimen de esfuerzos actuante a una latitud menor de los 4° con respecto a la cordillera Central, se encuentra dominado bajo una componente compresiva en dirección WNW – ESE. Este régimen estaría controlando el sistema de Fallas Cauca – Romeral bajo una componente lateral izquierda.

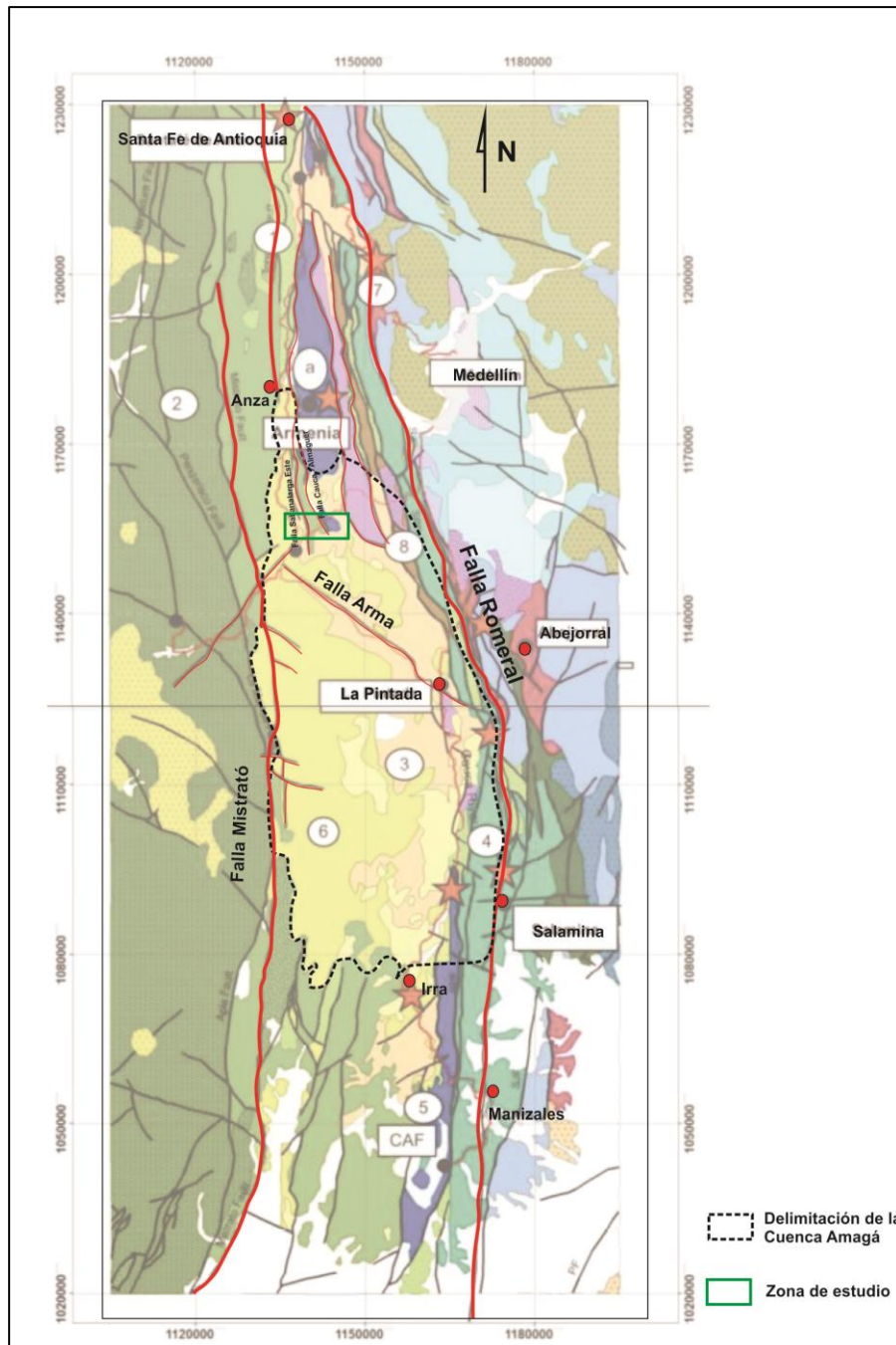
Tal variación en los tensores de esfuerzos propuestos en este trabajo y los planteados por Cortes et al. (2005) pueden ser diferentes debido a la escala de trabajo de donde se obtuvieron los planos de falla. Cortes et al. (2005) abarca una área aproximadamente de 32 km<sup>2</sup> y este proyecto de 5.5 km<sup>2</sup>, en el cual la densidad de datos que abarca un área mayor suele presentar un régimen de esfuerzos un poco más regional, en relación al régimen de esfuerzos que se considera en este estudio, donde asume una escala local.

Asignar una edad al cambio del régimen de esfuerzos que se propone en este trabajo y que se esquematiza en la Figura 26 no es posible, debido a que no se encontraron evidencias que permitieran determinar la edad del fallamiento. Sin embargo se infiere una edad posible en el que ocurrió este evento, aproximadamente entre los 3.0 Ma – 1.0 Ma (Cortes et al., 2005; Taboada et al., 2000), tiempo por el cual se registra la interacción entre las placas Nazca, Suramerica y el bloque Choco - Panama actuando como un solo bloque en dirección E –W. A partir de registros de GPS y valores de polos de Euler's (DeMets et al., 1990; Deng y Sykes, 1995).

### **7.3. Estilo estructural regional**

Regionalmente la zona de estudio se encuentra enmarcada dentro una cuenca tipo “pull-apart”, cuyo origen es probablemente registrado hacia los rangos edad Eoceno medio – Oligoceno reciente, según estudios palinológicos realizados en la subcuenca norte de la cuenca Amagá, sector Santa Fe de Antioquia – Sopetrán (Pardo-Trujillo et al., 2015). Edades, las cuales indican los primeros pulsos de depositación del Miembro Inferior de la Fm. Amagá y pudieron haber sido sincrónicas estas edades con el evento que dio a la apertura de esta cuenca.

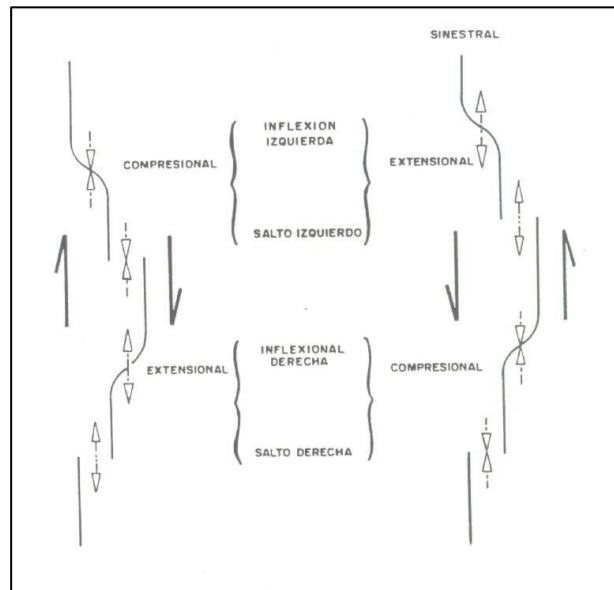
La cuenca Amagá se encuentra limitada hacia el oriente por la zona de falla de Romeral y hacia el Occidente por las fallas Mistrató y Tonusco, estructuras asociadas al sistema de fallas del Cauca. Su extensión es aproximadamente entre los municipios de Anzá hacia el norte y los alrededores de Irra hacia el sur, donde limita con los sedimentos Terciarios de la cuenca de Irra (Sierra et al., 2012). La disposición de las fallas que se encuentran dentro y delimitando la cuenca se caracterizan por presentar un patrón anamostosado, con márgenes abruptas y discontinuas que se truncan entre sí (Figura 27), disponiendo de cierta elongación en dirección norte – sur debido a la alta deformación que ha sufrido esta cuenca asociado a los diferentes movimientos que se han registrado para el sistema de fallas Cauca – Romeral (Kellogg et al., 1983; Sierra et al., 1995; Sierra et al., 2012; Vinasco y Cordani, 2012).



**Figura 27.** Configuración tectónica actual de la cuenca Amagá, cuya forma presenta una inflexión (*bend*) hacia la izquierda (Modificada de Vinasco y Cordani, 2010).

Las curvaturas asociadas a fallas de fuertes componentes laterales son importantes debido a la concentración de deformación (Davis y Reynolds, 1996). Estas curvaturas son descritas con “*bends*” y pueden ser de diversos tipos dependiendo de la geometría de la inflexión. El caso de la cuenca Amagá es una inflexión hacia la izquierda (Figura 28).

Bajo el esquema tectónico que implica la apertura de la cuenca Amagá y el tipo de inflexión que representa esta estructura tectónica (inflexión izquierda), el movimiento que tendría que haber tenido el sistema de fallas Cauca – Romeral era de tipo lateral izquierdo (sinextral) (Figura 28), dando como resultado la deposición de los sedimentos que constituyen la Formación Amagá (Silva et al., 2008).



**Figura 28.** Situaciones de extensión y compresión en sistemas de fallas dextrales y sinestrales con inflexiones y saltos (Davis y Reynolds, 1996).

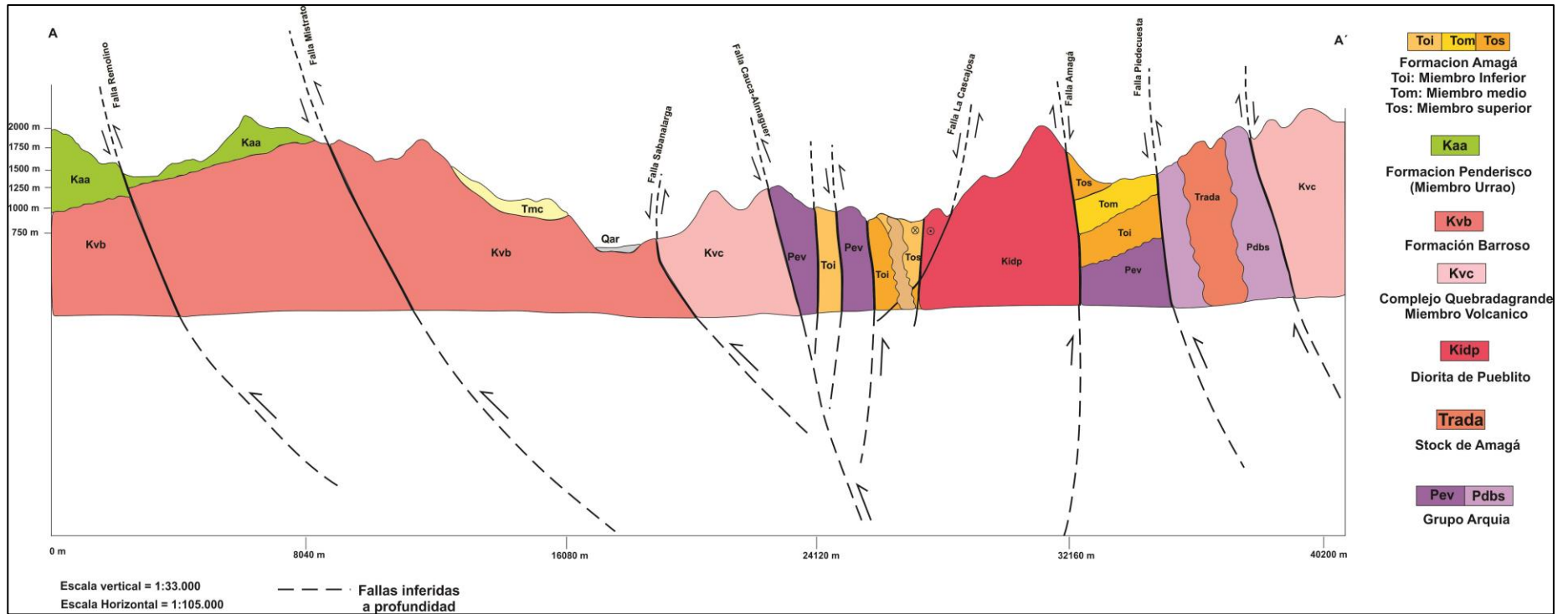
El estado final de evolución de la Fm. Amagá, habría sido sincrónico con los primeros pulsos de vulcanismo de Combia (~10 Ma), el cual según López y Ramírez (2006); Silva et al. (2008) interpretan estos pulsos como un nuevo evento tectónico ocurrido en un ambiente de tipo “back- arc” insipiente, la cual no habría alcanzado a desarrollarse debido al cierre prematuro de la cuenca. Esta nueva configuración tectónica genera una reducción del espacio de acomodación en la cuenca y el tipo de facies que se habrían formado son típicas de ríos trenzados con amalgamación de canales y la presencia de pocos estratos de carbón. Estas facies se registran en el Miembro Superior de la Fm. Amagá (Silva et al., 2008).

La posible generación de esta nueva cuenca “back-arc” incipiente que plantea López y Ramírez (2006) aproximadamente hacia los 10 Ma, es un tema aún bajo discusión debido a que autores como Álvarez (1983); Borrero y Toro (2006) establecen que los cuerpos subvolcánicos que se encuentran en el sector sur de la subcuenca Amagá (Departamentos Caldas y Risaralda) asociados a la Fm. Combia, se asemejan a un origen de arco magmático de acuerdo al carácter calcoalcalino y adaquitico que se registran en las rocas pertenecientes

a esta zona. Independiente del origen tectónico que podría haber originado las rocas hipoabisales de la Formación Combia, es claro notar que este magmatismo se habría emplazado bajo un régimen extensivo asociado posiblemente a un fallamiento normal, tal como se esquematiza en la Figura 26A.

Actualmente el régimen de esfuerzos que condiciona el movimiento del sistema de fallas Cauca-Romeral y el tipo de inflexión que representa la configuración de la Cuenca de Amagá, implica un sistema transpresivo o compresivo (Figura 28). Lo cual concuerda con lo encontrado en el presente trabajo, donde se registra una componente inversa en las fallas: Falla Cauca-Almaguer, Falla la Cascajosa, Falla Amagá y Falla Piedecuesta (Calle y González, 1980). La disposición de estas fallas representadas en el corte de la Figura 29 podrían reflejar una estructura de tipo flor positiva, dado que la componente inversa de estas fallas se encuentran levantando las unidades litológicas más antiguas (e.g. Esquistos Paleozoicos del Grupo Arquía) sobre las unidades geológicas más recientes (e.g. Fm. Amagá). La configuración de esta estructura en flor pudiera estar siendo hereda de estados tectónicos anteriores, en los que bajo un régimen transpresivo esta estructura en flor habría sido negativa, formando así una cuenca que albergara los sedimentos de la Fm. Amagá.





**Figura 29.** Corte interpretativo regional de la zona de estudio.



## 8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Con respecto a los tensores de esfuerzos registrados en el área de estudio, se puede afirmar que hay un predominio de esfuerzos compresivos en la mayoría de las unidades litológicas que componen al área de estudio en dirección ENE - WSW y distensivo en sentido WNW – ESE, asociado posiblemente al último de evento de deformación en que fueron expuestas estas rocas. Dando como conclusión que la mayoría de las fallas que contienen a las estrías de falla están relacionadas a una edad reciente porque tienen un régimen tectónico en común.
- El estilo de deformación que presentan las estructuras en sentido NW - SE, como fallas, lineamientos, zonas de cizalla y diaclasas, se originaron posiblemente bajo un sistema transpresivo según el modelo planteado en la Figura 24 y 26B. Donde el esfuerzo principal  $\sigma_1$  según el modelo es análogo con la dirección del eje compresivo (ENE – WSW) que se representa en la Figura 26B y también el eje extensivo (WNW – ESE). De acuerdo a la tendencia de estos regímenes de esfuerzos, el sistema de fallas Cauca – Romeral, el cual define la zona de cizalla principal, tendría que comportarse con una componente lateral derecho (Dextral) para este sector norte de la cuenca Amagá.
- Eventualmente las estructuras que presentan una tendencia en sentido NE – SW en el área de estudio, como es el caso del escarpe de falla que se presenta en las rocas de la Fm. Amagá para el sector del “infiernito”; puede estar asociado a una falla normal debido a que la dirección de estructura vista en planta se encuentra perpendicular al esfuerzo menor  $\sigma_3$ . Esfuerzo que se caracteriza por representar zonas de extensión de acuerdo al modelo de la Figura 24.
- Por último, para determinar una edad más precisa acerca de los regímenes de esfuerzos que se encuentran actuando en el área de estudio, se recomienda aplicar un método de datación por Ar - Ar o Anisotropía Magnética a las fallas observadas y analizadas en el área de estudio, de donde se obtuvieron las estrías de falla.

## 9. BIBLIOGRAFIA

- Allmendinger, R.W., Gephart, J.W., Marrett, R.A., 1989. Notes on Fault Slip Analysis. Department of Geological Sciences Cornell University, p. 23 – 42.
- Álvarez, E. y González, H. 1978. Geología y Geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). Informe 1761. Ingeominas, Medellín. 347 pp.
- Álvarez, J.A. 1983. GEOLOGIA DE LA CORDILLERA CENTRAL Y EL OCCIDENTE COLOMBIANO Y PETROQUIMICA DE LOS INTRUSIVOS GRANITOIDES MESOCENOZOICOS. Boletín Geológico Ingeominas. Vol. 26, No.2. pp. 68-86.
- Anderson, E.M. 1951. *The Dynamics of Faulting*. Edingburgh: Oliver and Boyd.
- Borrero, C., Toro, L.M. 2016. Vulcanismo de afinidad adaquítica en el Miembro Inferior de la Formación Combia (Mioceno tardío) al sur de la subcuenca Amagá, noroccidente de Colombia. *Boletín de Geología*. Vol. 38, No. 1. pp. 87-100.
- Botero, G. y González, 1983. Algunas localidades fosilíferas de la cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología Norandina*, No. 7, 15 – 27 pp.
- Buenaventura, J.A., y otros. 2004. Proyecto estudio geológico integral para la búsqueda de recursos minerales en el sector Buritica (Antioquia) – Viterbo (Risaralda), Colombia. Sector norte del Sistema Cauca – Romeral (Informe de compilación, análisis e interpretación de la información existente, fase 0). Ingeominas, Bogotá. 157 pp.
- Calle, B., González, H. 1980. Geología y Geoquímica de la plancha 166. Jericó. Informe No. 1882. Bogotá. Ingeominas, 222 pp.
- Castro, A, Fernández, C. 1998. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela Pluton, Spain. *Journal of Structural Geology*. Vol. 20, No. 9-10, pp. 1219-1228.
- Cedié, F., Shaw, R., Cáceres, C., 2003. *Tectonic assembly of the Northern Andean block*. In: Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*, 79. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 815–848.
- Chica, A. 1984. Elementos para análisis de estructuras geológicas. Medellín. Universidad Nacional de Colombia.

- Chicangana, G., 2005. The romeral fault system: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in northwestern south America: *Earth Sciences Research Journal*. Vol.9, No.1, pp. 51 – 66.
- Cortés, M., Angelier, J. 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*. Vol.403, pp. 29 – 58.
- Cortés, M., Angelier, J., Colleta, B. 2005. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the south Caribbean region. *Tectonics*. Vol. 24. pp. 1- 27.
- Davis y Reynolds, 1996. *STRUCTURAL GEOLOGY OF ROCKS AND REGIONS*. Canada: Wiley. 493 – 534 pp.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San' kov, V. 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*. Vol. 282, pp. 1 – 38.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling: Geologic Society London Special Publication*. vol. 212, pp. 75–100.
- DeMets, C., Jansma, P., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P. 1990. Current plate motions. *Geophysics Journal International*. Vol. 101, 437 – 440 pp.
- Deng, J., y Sykes, L.R. 1995. Determination of Euler pole for contemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of intraplate earthquakes. *Tectonics*. Vol. 14, 39 – 53 pp.
- Farris, D.W., Jaramillo, C., Bayona, G., Restrepo-Moreno, S.A., Montes, C., Cardona, A., Mora, A., Speakman, R.J., Glascock, M.D., Valencia, V. 2011. Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *Geology Society London*. Vol. 39; no. 11; pp. 1007 – 1010.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. United Kingdom. University press, Cambridge. 190-288 pp.

- García, D.A. 2011. Caracterización de la deformación y metamorfismo de los esquistos de Sabaletas, parte norte de la cordillera central de Colombia. Trabajo de Maestría. Universidad Nacional, Medellín.
- Gomez, J., Nivia, A., Montes, N.E., Jiménez, D.M., Tejada, M.L., Sepúlveda, M.J., Osorio, J.A., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H y Mora, M. 2007. Compiladores. Mapa Geológico de Colombia. Escala: 1:1'000.000. Ingeominas, Bogotá.
- González, H. 1974. Rocas verdes y complejos polimetamórficos del Sur de Antioquia y Norte de Caldas. Opúsculo guía de excursión. Simposio sobre ofiolitas. Facultad de Minas. Medellín.
- González, H. 1976. Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón. Informe 1704. Ingeominas. Bogotá, 174 pp.
- González, H. 1977. Conceptos de Metamorfismo dinámico y su aplicación a la zona de falla de Romeral. Ingeominas. Medellín, 27 pp.
- González, H. 2001. Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Escala: 1:400.000. Memoria explicativa. Ingeominas, Medellín. 240 pp.
- Giraldo, M.I., 2010. Esquema geodinámico de la parte Noroccidental de la cordillera central de Colombia. Trabajo de Maestría Universidad Nacional, Medellín, pp 26 – 28.
- Hutton, D.W.H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 79, pp. 245 – 255.
- Ingeominas, 2009. Geología de la Plancha 146 – Medellín Occidental, escala 1:100.000 (Versión digital).
- Kellog, J.N., Godley, V.M., Ropain, C.A. y Bermúdez, A. 1983. Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America. 10a. Conferencia Geológica del Caribe, Memorias, 18-31. Cartagena.
- MacDonald, W.D., Estrada, J.J., Sierra, G.M., González, H., 1996. Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes: *Tectonophysics*. Vol.261, pp. 277 – 289.

- Marin-Ceron, M.I., Vinasco, C., 2012. Contribuciones al conocimiento de la evolución geológica del Sistema de Fallas de Romeral. *Boletín Ciencias de la Tierra*, Nro. 32, pp. 61 – 64.
- Maya, M. y González, H., 1995. Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico de INGEOMINAS*. Bogotá. Vol. 35. No. 2-3. pp. 43 - 57.
- McClay, K. 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series.
- Mejía, Mario. 1984. Geoquímica de la plancha 130 “Santa Fe de Antioquia” y 146 “Medellín Occidental”. Informe INGEOMINAS, Medellín, 376pp.
- Montes, N.E; Sandoval, A; Vergara, H. 1999. Mapa de fallas activas de Colombia. Escala 1: 1. 500. 000. INGEOMINAS.
- Montes, C., Cardona, A., MacFadden, R., Moron, S.E., Silva, C.A., Restrepo-Moreno, S., Ramirez, D.A., Wilson, J., Farris, D., Bayona, G.A., Jaramillo, C., Valencia, V., and Flores, J.A. 2012. Evidence for middle Eocene and younger emergence in Central Panama: implications for Isthmus closure. *Geological Society of America Bulletin*, DOI: 10.1130/B30528.1.
- Montes, C., Cardona, C. Jaramillo, A. Pardo, J. C. Silva, V. Valencia, C. Ayala, L. C. Pérez Ángel, L. A. Rodríguez-Parra, V. Ramírez, H. Niño. 2015. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science*. Vol. 348, pp. 226 -228.
- Moreno Sánchez, M., Gómez Cruz, A., Toro, L.M. 2007. Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín Ciencias de la Tierra*. Vol. 32, N° 22, Edición especial, pp. 27-38.
- Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C., Tarney, J. 2006. The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 21, 423 – 436. pp.
- López, A., Ramírez, D. 2006. Registro del vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas. Proyecto de Grado. Universidad EAFIT. 13 109, pp.

- Pardo-Trujillo, A., Ramirez, E., Plata, A., Vallejo, F., Trejos, R. 2015. Edad y ambiente de la Formación Amagá (sector Santa Fe de Antioquia-Sopetrán) con base en evidencias palinológicas. XV Congreso Colombiano de Geología, 2015: Memorias. 277 – 281 pp.
- París, G., Romero, J.A. 1993. Fallas Activas en Colombia. En: Boletín Geológico. Vol 34, No 2-3. Bogotá, 53p. ISSN – 0120 – 1425.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Berlin. Springer. 111 – 123 pp.
- Restrepo, J.J. 1985. Algunas consideraciones sobre el origen del magmatismo Mioceno Tardío de la Depresión Norte del río Cauca, en 6th Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá. Tomo I, 335 – 336 pp.
- Restrepo, J.J., Dunlap, W.J., Martens, U., Ordoñez, O., Correa, A.M. 2008. Ar – Ar ages of amphibolites from the Central Cordillera of Colombia and their implications for tectonostratigraphic terrane evolution in the northwestern Andes. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos, Barichole – Argentina.
- Rodriguez, J.V. 2010. Fábrica y emplazamiento de la Diorita de Pueblito, NW Cordillera Central de Colombia: análisis de fábrica magnética y mineral. Trabajo de grado de Maestría. Universidad Nacional, Medellín, 17-56 pp.
- Rosenau, M.R., 2004. Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38°-42° S). Thesis Doctoral. Freie Universität Berlin, Berlin. Cap. 6, 81 -94 pp.
- Sierra, G., Silva, J., Correa, L. 2004. Estratigrafía Secuencial de la Formación Amagá. Boletín de Ciencias de la Tierra. Nro. 15, pp. 10 – 22.
- Sierra, G., Marín, M.I. 2011. Amagá, Cauca and Patia Basins: Petroleum Geology of Colombia, ANH-Universidad EAFIT. Vol. 2, pp. 47-53.
- Sierra, G.M., Cerón, M.I., Macdonald, W., 2012. Tectonic evolution of the irra pull - apart basin evidences of slip reversals on the Romeral fault zone, northern part of Andean central cordillera, Colombia: *Boletín Ciencias de la Tierra*, Nro. 32, pp. 143 – 159.

- Silva, J.C., Sierra, G., y Correa, L.G., 2008. Tectonic and climate fluctuations in the stratigraphic base level of Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 26. 369-382p.
- Tolson, G.1996. Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. *Revista Geos* Vol.16, No.1, 1-9 pp.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1974. Obducción Cretácea en el Occidente colombiano. *Anuales de la Facultad de Minas*. No 58. Medellín.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Boletín Ciencias de la Tierra*, No. 1, Medellín. 1 – 47 pp.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1984. Fallamientos superpuestos del Sistema de Cauca – Romeral (S.L.) en los alrededores de Medellín (Flanco Noroccidental de la Cordillera Central de Colombia). *Memorias I conferencia de riesgos geológicos en el Valle de Aburrá*, Medellín. Diciembre 3 al 6.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J.1988. Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. In: *IUGS UNESCO*, Nro.3, Vol. 11, pp. 189 - 193.
- Toussaint, J.F. 1996. *Evolución Geológica de Colombia 3: Cretácico*. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 227, pp.
- Van der Pluijm, Ben A., Marshak, S. (2004). Joint and Veins. *Earth Structure: An introduction to structural geology and tectonics* (pp. 144 – 158). New York: W.W. Norton & Company, Inc.
- van Gent, H.W., Back, S., Urai, L.J., Kubla, P. A., Reicherter, K. 2009. Paleostresses of the Groningen area, the Netherlands-Results of a seismic based structural reconstruction. *Tectonophysics*. Vol. 470, pp. 147-161.
- Vicente, G., Muñoz, A., Giner, L.G. 1992. El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *Revista Sociedad Geológica de España*, 5: 000\_000.

- Vinasco, C., Cordani, H.2012. Episodios de reactivación del sistema de fallas Romeral en la parte noroccidental de los Andes centrales de Colombia a través de los resultados  $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$  y K-Ar. Boletín Ciencias de la Tierra, N° 32. pp. 111 – 124.



## **10.ANEXOS**

**Anexo 1: Tabla 5. Datos estructurales medidos en campo.**

Unidad	Estacion	Coordenadas		Foliacion	Diaclasas			Plano estriado		Estrias		SN
		(Y)	(X)		1era Familia	2da Familia	3era Familia	Direccion del buzamiento	Buzamiento	Trend	Plunge	
Esquistos verdes	EP -04	1'156.661	1'146.112	340/69 E								
Esquistos verdes	EP -04 (Punto de control)	1'156.915	1'145.747	N-S/90 W				270	81	185	50	DI
										190	48	DI
										185	49	DI
										186	47	DI
										191	45	DI
										191	46	DI
										188	48	DI
										190	47	DI
										184	48	DI
										190	46	DI
										191	45	DI
										185	48	DI
										190	48	DI
										191	47	DI
										188	46	DI
										188	47	DI
Esquistos verdes	EP - 06 (Punto de control)	1'156.548	1'145.514	78/200								
Esquistos verdes	EP - 07	1'155.910	1'145.174	68/034								
Complejo Quebradagrande	EP - 08	1'155.257	1'140.231		090/76	170/22	110/070	091	52	170	52	D
					096/90	160/24	111/60			165	48	D
					085/50	154/28	114/74			178	46	D
					091/82	157/20	110/74			170	48	D
					085/78	138/26	124/82			162	52	D
					088/70	153/22	102/80			170	44	D
					085/78	126/40	116/70			173	44	D
					088/70	105/20	115/74			170	45	D
					080/86	150/24	115/72			168	42	D
					080/78	175/24	140/82			169	44	D
Complejo Quebradagrande	EP-08 (Punto de control)	1'155.257	1'140.231					170	72	085	4	S
										084	10	S
										095	2	S
										085	22	S
										084	2	S
										073	1	S
										080	2	S
										088	1	S
										077	8	S
										088	2	S
										090	2	S
										085	2	S
Complejo Quebradagrande	EP-09	1'155.303	1'140.369					128	52	100	52	SN
										090	50	SN
										095	48	SN
										095	48	SN
										095	47	SN
										095	46	SN
										095	42	SN
										116	50	SN
										100	56	SN
Complejo Quebradagrande	EP-09 (Punto de control)	1'155.304	1'140.370		250/78	185/90						
					245/66	164/80						
					240/90	160/90						
					250/50	164/90						
					260/90	180/85						
					260/88	090/88						
					250/88	175/80						
					241/84	175/80						
					250/88	200/20						
					252/88	105/74						
					244/82	170/82						
					240/70	175/80						
					263/62	175/80						
					250/82	195/82						
					254/78	180/72						
					262/58	185/80						
					280/88	188/72						
					270/88	190/70						
					280/90	195/80						
					275/88	182/80						

Unidad	Estacion	Coordenadas		Foliacion	Diaclasas			Plano estriado		Estrias		SN
		(Y)	(X)		1era Familia	2da Familia	3era Familia	Direccion del buzamiento	Buzamiento	Trend	Plunge	
Complejo Quebradagrande	EP-011	1'155.760	1'141.357					147	70	060	4	D
										055	4	D
										060	2	D
										065	2	D
										060	1	D
										064	2	D
										065	21	D
										061	21	D
										060	20	D
										070	18	D
										065	20	D
										070	18	D
										074	16	D
										070	10	D
										060	8	D
										065	12	D
Complejo Quebradagrande	EP-013	1'155.071	1'143.103	86/227	231/70	112/70						
					200/88	111/78						
					234/64	112/68						
					220/70	100/70						
					205/60	110/60						
Esquistos verdes	EP-014	1'155.079	1'144.049	64/245								
Esquistos verdes	EP-015	1'155.742	1'145.227	38/183								
Esquistos verdes	EP-015 (Punto de control)	1'155.708	1'145.244	32/142								
Esquistos verdes	EP-016	1'155.651	1'145.291	24/152								
Esquistos verdes	EP-028	1'155.185	1'143.700		90/260	42/198	42/092					
					62/252	68/202	69/070					
					72/262	56/195	48/080					
					60/244	68/173	62/063					
					76/245	74/170	47/065					
Esquistos verdes	EP-030 (Punto de control)	1'155.866	1'144.736	42/304								
Esquistos verdes	EP-032 (Punto de control)	1'157.013	1'145.015					210	80		32	SI
										215	36	SI
										216	32	SI
										217	20	SI
										115	22	SI
										216	28	SI
										122	20	SI
										110	22	SI
										125	24	SI
										122	24	SI
										119	32	SI
										127	40	SI
										113	40	SI
										110	26	SI
										111	28	SI
Porfido Andesitico	EP-033	1'159.989	1'143.064					354	88	085	22	S
										085	12	S
										084	20	S
										081	19	S
										084	18	S
										084	14	S
										085	5	S
										084	10	S
										086	10	S
										084	12	S
										087	6	S
										084	7	S
										083	7	S
										083	7	S
										084	7	S
										086	30	S
										085	30	S
										082	10	S
										080	10	S
										084	9	S

Unidad	Estacion	Coordenadas		Foliacion	Diaclasas			Plano estriado		Estrias		SN
		(Y)	(X)		1era Familia	2da Familia	3era Familia	Direccion del buzamiento	Buzamiento	Trend	Plunge	
Esquistos verdes	EP – 036	1´158.242	1´144.906	52/157	44/212	58/030	40/085					
					62/277	52/195	40/092					
					52/324	48/195	40/088					
					68/314	88/190	74/071					
					72/096	70/205	30/035					
					80/325	78/245	10/070					
					68/321	60/235	26/103					
					78/324	70/233	28/077					
					76/110	62/230	50/092					
					84/110	78/234	30/078					
					56/310	52/227	50/080					
					68/315	84/020	34/084					
					72/305	60/205	24/065					
					46/325	88/225	52/071					
Esquistos verdes	EP-037	1´157.287	1´144.519	55/050				052	54	114	54	NS
										107	50	NS
										115	40	NS
										100	46	NS
										115	42	NS
										112	30	NS
										110	32	NS
										96	46	NS
										106	40	NS
										110	32	NS
										111	42	NS
										107	42	NS
										110	42	NS
										100	50	NS
										111	50	NS
Esquistos verdes	EP-037	1´157.287	1´144.519	55/050				050	44	110	40	NS
										123	52	NS
										117	18	S
										115	18	S
										116	18	S
										116	14	S
										118	18	S
										110	18	S
										116	20	S
										116	20	S
										117	12	S
										123	10	S
										111	24	S
										110	22	S
										110	20	S
Formacion Amaga	EP-038	1´156.710	1´145.511	Estratificacio n 28/089				202	50	106	22	S
										107	18	S
										109	20	S
										105	18	S
										111	18	S
										107	18	S
										107	22	S
										210	35	NS
										204	36	NS
										214	50	NS
										205	52	NS
										212	48	NS
										216	50	NS
										212	52	NS
										213	48	NS
										214	46	NS
										219	46	NS
										215	40	NS
										219	50	NS
										209	48	NS
										212	46	NS
										206	51	NS

Unidad	Estacion	Coordenadas		Foliacion ó Estraficacion	Diaclasas			Plano estriado		Estrias		SN
		(Y)	(X)		1era Familia	2da Familia	3era Familia	Direccion del	Buzamiento	Trend	Plunge	
Fm. Amagá	EP-039	1´155.706	1´144.198	10/073				255	70	315	10	D
										318	2	D
										315	4	D
										313	2	D
										315	2	D
										319	2	D
										317	2	D
										320	4	D
										319	2	D
										319	1	D
										310	2	D
										310	6	D
										310	2	D
										309	2	D
										310	2	D
										310	6	D
										313	2	D
										309	6	D
										308	6	D
										304	4	D
Fm. Amagá	EP-039	1´155.706	1´144.198	10/073				232	75	315	10	D
										316	16	D
										317	14	D
										316	16	D
										314	18	D
										315	20	D
										315	20	D
										315	14	D
										315	18	D
										317	20	D
										317	18	D
										318	20	D
										315	16	D
										315	18	D
										315	20	D
										317	20	D
										317	20	D
										317	20	D
										319	18	D
										311	20	D
										315	20	D
Esquistos verdes	EP-041	1´155.856	1´144.160	70/035				033	62	318	30	NS
										320	40	NS
										315	22	NS
										315	20	NS
										317	30	NS
										314	32	NS
										313	30	NS
										315	30	NS
										316	28	NS
										318	28	NS
										313	28	NS
										313	30	NS
										315	38	NS
										315	32	NS
										314	36	NS
										308	48	NS
Esquistos verdes	EP-041	1´155.856	1´144.160	70/035				72	80	315	44	NS
										310	44	NS
										311	36	NS
										307	30	NS
										310	20	NS
										310	24	NS
										310	22	NS
										310	24	NS
										305	24	NS
										306	24	NS
										305	28	NS
										295	20	NS

Unidad	Estacion	Coordenadas		Foliacion ó Estratificación	Diaclasas			Plano estriado		Estrías		SN
		(Y)	(X)		1era Familia	2da Familia	3era Familia	Dirección del buzamiento	Buzamiento	Trend	Plunge	
Complejo Quebradagrande	EP-042							277	48	265	62	I
										263	24	I
										264	26	I
										270	32	I
										271	36	I
										274	34	I
										272	38	I
										272	40	I
										271	40	I
										272	42	I
										273	44	I
										274	42	I
										267	46	I
										267	44	I
										270	40	I
										271	42	I
										270	40	I
										270	44	I
										265	44	I
										265	42	I
										285	4	S
Esquistos verdes	EP-042 Punto de control							181	58	286	12	S
										284	10	S
										276	14	S
										276	18	S
										271	12	S
										271	14	S
										272	16	S
										276	12	S
										274	14	S
										274	14	S
										271	14	S
										272	18	S
										275	14	S
										276	18	S

## Anexo 2: Corte geológico regional, toma de la Plancha 166 – Jericó (Ingeominas, 2009)

